



BUKU AJAR
MATA KULIAH OSEANOGRAFI FISIKA

PROGRAM STUDI ILMU KELAUTAN
JURUSAN ILMU KELAUTAN
FAKULTAS PERIKANAN DAN ILMU KELAUTAN
UNIVERSITAS DIPONEGORO

I. BUMI DAN STRUKTURNYA

Berdasarkan data seismologi, kita dapat mengetahui bahwa bumi terdiri dari beberapa lapisan dan setiap lapisannya mempunyai densitas dan komposisi yang berbeda-beda satu sama lain. Bumi terdiri dari :

- a. Atmosfer. Lapisan terluar terdiri dari bermacam-macam gas, misalnya : nitrogen, oksigen, karbondioksida, uap air dll.
- b. Hidrosfer. Semua air yang terdapat di permukaan bumi (71 % dari luas seluruh permukaan bumi) yang berbentuk sebagai laut, samudera dan danau.
- c. Litosfer. Litosfer (kerak bumi) merupakan lapisan keras (600 – 700 km) yang terdiri dari dua tipe, yaitu continental crust dan oceanic crust.
- d. Astenosfer. Astenosfer atau diistilahkan mantel merupakan lapisan yang relatif lunak dan mengalkir secara lambat sekali.
- e. Pusat Bumi (central core). Yaitu lapisan bumi yang sangat padat yang mengandung logam-logam besi dan nikel.

Lembah lautan (Ocean Basin).

Topografi dasar lautan tidak datar melainkan sangat kompleks seperti halnya daratan, dengan bentuk-bentuk sbb:

- a. Ridge dan Rise → gunung di laut. Ridge lebih bersifat terjal dibandingkan dengan Rise. Contoh : Ridge di tengah-tengah Atlantik tingginya 1-4 kilometer.
- b. Trench, yaitu bagian laut yang dalam. Misalnya : Java Trench.
- c. Abyssal Plain (daratan abyssal), yaitu daerah yang terdapat di bagian sisi yang mengarah ke daratan dari sistem mid-oceanic ridge.
- d. Continental Island (pulau-pulau benua). Misalnya seperti di Greenland dan Madagaskar , yang dulunya merupakan bagian dari massa tanah daratan, lapisan kerak buminya terdiri dari batu-

batuan besi yang jenisnya sama dengan yang terdapat di daratan benua.

- e. Island Arc (kumpulan pulau-pulau).
- f. Mid-Oceanic Volcanic Islands, yaitu pulau-pulau vulkanik yang terdapat di tengah lautan.
- g. Atol, yaitu kumpulan pulau-pulau yang sebagian tenggelam di bawah permukaan air, ditandai adanya terumbu karang.
- h. Seamount dan Guyot, yaitu gunung-gunung berapi yang muncul dari dasar lautan tetapi tidak sampai ke permukaan. Perbedaan dari keduanya, seamount mempunyai lereng yang curam, berpuncak runcing, tingginya 1 km. Sedangkan guyot, mempunyai puncak yang datar.

Batas-batas Pantai (Coastal Margins)

Yaitu daerah peralihan antara daratan dan lautan yang dapat dibedakan menjadi tiga:

- a. Continental Shelf. Berbatasan langsung dengan daratan, lerengnya landai (kemiringan 0.4 %), lebarnya 50 – 70 km, kedalaman maksimum laut di atasnya 100 – 200 m.
- b. Continental Slope, mempunyai lereng yang lebih terjal dari Continental Shelf (kemiringan 3 – 6 %).
- c. Continental Rise, mempunyai lereng yang kemudian perlahan-lahan menjadi datar pada dasar lautan.

II. TEMPERATUR LAUTAN

Dua properti air laut yang terpenting adalah temperatur dan salinitas (konsentrasi garam terlarut), karena keduanya mempengaruhi densitas yang merupakan faktor utama yang membangkitkan pergerakan vertikal air laut.

Densitas air laut normal akan bertambah terhadap kedalaman. Jika densitas permukaan air lebih tinggi daripada densitas air di bawahnya maka terjadi kondisi grafitasi tidak stabil dan air permukaan akan turun/tenggelam. Di daerah kutub, densitas permukaan air dapat bertambah dengan dua cara : pertama dengan pendinginan langsung baik jika es bersentuhan dengan air atau jika angin dingin melewati es ; kedua dengan pembentukan es laut yang mengekstrak air dan melepaskan air laut dengan salinitas tinggi dan densitas yang bertambah. Arus dingin yang berat pada sirkulasi dalam terjadi akibat turunnya air yang berat di daerah kutub. Di lintang rendah, air asin yang berat di daerah kutub. Di lintang rendah, air asin yang berat dihasilkan oleh penguapan yang berlebihan yang mendapat bantuan dari angin yang kuat seperti pada musim dingin di mediteranian.

I. RADIASI MATAHARI

Radiasi matahari didominasi oleh ultraviolet, panjang gelombang visible dan panjang gelombang yang mendekati infra merah. Rerata radiasi hanya sekitar 70 % yang mencapai bumi yang menembus atmosfer. Sekitar 30 % (rerata) dikembalikan ke angkasa oleh awan dan partikel debu. 70 % tersebut adalah :

17% diserap atmosfer; 23 % sampai ke permukaan sebagai difusi cahaya siang hari; 30 % sampai ke permukaan sebagai sinar matahari langsung. Sebagian besar radiasi ultraviolet diserap dalam lapisan ozon (langit yang tidak berawan terlihat biru karena sebaran panjang gelombang pendek oleh molekul-molekul gas atmosfer).

Radiasi yang benar-benar sampai ke permukaan bumi, yang disebut **insolasi**, tidak semuanya diserap. Persentase insolasi yang dikembalikan oleh permukaan disebut albedo permukaan tersebut. Lihat tabel 2.1. dimana menunjukkan bahwa selubung es kutub hanya menyerap sedikit insolasi. Gelombang dan ripple dapat meningkatkan albedo air, tetapi umumnya lebih sedikit dari permukaan daratan. Waktu dalam hari juga mempengaruhi albedo (terutama air es, atau salju) karena semakin pendek sudut datang radiasi maka semakin besar jumlah yang akan dikembalikan.

Beberapa radiasi dikembalikan dari permukaan bumi diserap atmosfer dan kemudian memanaskannya. Permukaan juga dipanaskan oleh radiasi yang diserap dan sebaliknya membalikkan kembali radiasi infra merah dan gelombang panjang.

Variasi diurnal (harian) temperatur di darat biasanya diukur dalam derajat tetapi di lautan jumlahnya tidak lenih tinggi dari beberapa derajat kecuali di perairan yang sangat dangkal.

1. DISTRIBUSI TEMPERATUR PERMUKAAN

Intensitas insolasi tergantung terutama pada sudut dimana sinar matahari mengenai permukaan dan distribusi temperatur di permukaan bumi yang bervariasi terhadap lintang dan musim karena sumbu permukaan bumi mengikuti orbitnya mengitari matahari. Di sepanjang ekuator terjadi insolasi maksimum yaitu pada ekuinoks Maret dan September, ketika matahari berada tepat di atas kepala yaitu pada tengah hari. Insolasi tetap tinggi di daerah ekuator untuk bulan-bulan yang lain pada tahun tersebut. Pada tengah hari matahari berada tepat di atas kepala di sepanjang Tropis Cancer dan Capricorn pada solstice Juni dan Desember, sehingga lintang menengah menerima insolasi maksimum pada musim panas dan insolasi minimum pada musim dingin. Di kutub terdapat insolasi hanya selama setengah tahun, dimana cerah seharian penuh pada musim panas dan gelap seharian pada musim dingin.

Sebelum perkembangan teknologi satelit baru, sulit untuk mengamati perubahan temperatur permukaan laut suatu daerah yang luas secara musiman. Dengan adanya satelit dengan sensor infra merah, memungkinkan pengukuran perubahan temperatur permukaan laut musiman dan tahunan dalam skala global. Sensitivitas dan ketepatan pada sensor adalah dalam orde ± 0.01 °C atau lebih baik dan ketepatannya bertambah tiap waktu dengan adanya koreksi untuk faktor-faktor seperti kondisi permukaan laut (halus atau kasar) dan jumlah air yang menguap ke atmosfer (uap air diserap radiasi infra merah). Informasi dapat diperoleh dengan berbagai cara dan untuk bermacam tujuan oseanografi yang penting seperti variasi temperatur permukaan laut dan bukannya harga absolutnya.

Hal yang perlu diingat adalah bahwa informasi ini hanya untuk permukaan laut. Peralatan yang berbasis satelit tidak atau belum dapat menemukan hubungan struktur temperatur dengan kedalaman lautan.

Transfer Panas dan Air di Sepanjang Batas Udara – Laut

Temperatur permukaan laut tergantung pada insolasi, dan penentuan jumlah panas yang kembali diradiasikan ke atmosfer. Semakin panas permukaan maka semakin banyak radiasi baliknya. Panas juga ditransfer di sepanjang permukaan laut melalui konduksi dan konveksi serta pengaruh penguapan.

Konduksi dan konveksi

Jika permukaan laut lebih panas dari udara di atasnya maka panas dapat ditransfer dari laut ke udara. Biasanya permukaan laut lebih panas dari udara di atasnya sehingga terdapat sejumlah panas

yang hilang dari laut melalui konduksi. Kehilangan tersebut relatif tidak penting untuk total panas lautan dan pengaruhnya dapat diabaikan kecuali untuk pencampuran konveksi oleh angin yang memindahkan udara hangat dari permukaan laut.

Penguapan

Penguapan (transfer air ke atmosfer uap air) adalah mekanisme utama dimana laut kehilangan panasnya yaitu sekitar beberapa megnitud dibandingkan yang hilang melalui konduksi dan pencampuran konvektif.

2. DISTRIBUSI TEMPERATUR TERHADAP KEDALAMAN

Pengukuran temperatur di permukaan laut dan di bawahnya tidak dapat dilakukan sebelum adanya termometer di awal abad ke-17. Pertama kali pengukuran temperatur, dilakukan pada sampel air yang diambil dalam wadah besi atau kanvas dari air atau kanvas dari air permukaan. Diketahui bahwa temperatur berkurang terhadap kedalaman tetapi pengukuran yang tepat untuk temperatur bawah permukaan hanya dapat dilakukan bila termometer dilindungi dari tekanan permukaan dan mampu merekam temperatur Indonesia situ yang diciptakan pada pertengahan abad ke-19 tidak lama sebelum pelayaran HMS *Challenger*. Sekarang, temperatur air laut diukur dengan termistor dan rekaman yang kontinyu secara vertikal dan lateral sudah menjadi prosedur rutin dalam oseanografi.

Panjang gelombang yang lebih pendek / rendah yang dekat warna biru dalam spektrum visibel, menembus lebih dalam dibandingkan panjang gelombang yang lebih tinggi / jauh.

3. ENERGI DARI TERMOKLIN-SUATU DIGRESI SINGKAT

Termoklin permanen ditemukan hampir di semua lautan dan di lintang rendah terdapat perbedaan temperatur sebesar 20°C dan kadang-kadang lebih. Masalah tapping energi dari gradien temperatur di air laut adalah skala. Prinsip *Ocean Thermal Energy Conversion (OTEC)* sama dengan yang digunakan dalam alat pendingin, air conditioner dan pompa panas.

Konsep awalnya adalah dengan memompa air permukaan yang hangat pada temperatur 25°C ke dalam peubah panas untuk menguapkan cairan volatol (seperti amonia) yang akan mengembang dan menggerakkan turbin dan menghasilkan listrik. Dalam waktu yang sama air dingin dengan temperatur 4°C dari bawah termoklin akan dipompa ke atas supaya uap terkondensasi dalam peubah panas yang terpisah dan memulai siklus lagi. Di beberapa pusat tenaga, air laut yang hangat akan menguap sendiri dalam kondisi hampa dan uapnya digunakan untuk menggerakkan turbin.

Pusat tenaga paling baik dibangun di daerah lintang rendah dimana terdapat kontras termal antara permukaan dan air dalam besar sedikit perubahan musiman. Orang Jepang dan Amerika telah memajukan teknologi ini dan membangun pusat tenaga kecil yang menggerakkan 50-100 kW. Dengan skala ini daerah yang sesuai pulau-pulau kecil di Pasifik Selatan.

Untuk pusat tenaga yang lebih besar (ratusan megawatt dan lebih), diperlukan instalasi yang sangat besar, ukuran yang memadai dengan platform produksi minyak di paparan-paparan benua. Hal ini karena perbedaan temperatur antara air permukaan dan kedalaman hanya sekitar 25-30, sehingga 'densitas energi' uap yang menggerakkan turbin rendah dibandingkan dengan yang ada dalam turbin uap konvensional dimana perbedaan temperatur adalah ratusan derajat. Sekitar 2/3 dari out put

tenaga diperlukan untuk menggerakkan pompa sehingga efisiensi pusat tenaga OTEC lebih baik dari 5 -10%

4. DISTRIBUSI TEMPERATUR DAN PERGERAKAN AIR

Perubahan temperatur musiman yang besar terjadi di lapisan permukaan, dan fluktuasinya terhadap waktu kecil walaupun di laut-dalam.

Walaupun demikian, adalah penting untuk tidak menganggap bahwa air di lautan statis. Perlu diingat bahwa walaupun lokasi rerata isoterm tidak berubah secara signifikan bahkan dalam skala waktu dekade, namun strukturnya tetap dinamis. Sebarang kelompok air dapat bergerak sejauh jarak yang sama dengan circum-navigasi global dalam beberapa tahun; tetapi rerata struktur temperatur di tempat tertentu tetap sama. Dengan kata lain, temperatur (juga salinitas) di seberang tempat dan kedalaman misalnya di bawah lapisan permukaan campuran mengalami sedikit perubahan tiap tahun, walaupun air sebenarnya berubah sepanjang waktu.

Telah dilihat bahwa distribusi temperatur permukaan lautan adalah hasil langsung insolasi dan variasi musiman . Proses penting lainnya adalah adveksi horizontal yang memindahkan air hangat ke daerah dingin dan sebaliknya adalah peta sistem arus permukaan utama dan menunjukkan distribusi rerata global isoterm permukaan untuk (a) musim dingin utara/musim panas selatan dan (b) musim panas utara/musim dingin selatan.

Terdapat perpindahan isoterm ke arah kutub di bagian barat cekungan samudra dan ke arah ekuator di bagian timur. Arus yang mengalir ke kutub membawa air hangat dari lintang rendah ke lintang tinggi sementara pengaruh arus teluk yang membawa air hangat melewati atlantik terlihat jelas. Arus yang mengalir ke ekuator (contog arus canary, arus benguela) membawa air dingin dari lintang tinggi ke rendah.

Distribusi vertikal temperatur di samudra diatur oleh pembangkit densitas pergerakan air vertikal. Konveksi air dingin secara umum di daerah kutub menggerakkan sirkulasi laut-dalam.

III. SALINITAS LAUTAN

Konsentrasi rata-rata garam terlarut di lautan (S) adalah 3,5 % terhadap berat atau dengan bagian per seribu menjadi 35 ‰.

Dalam air permukaan lautan, kisaran salinitas adalah 33-37 tetapi bila paparan-paparan laut dan kondisi lokal kisaran melebar menjadi 28-40 atau lebih. Air payau mempunyai salinitas kurang dari 25 sementara air hipersalinitas lebih besar dari 40.

3.1 KEKONSTANAN KOMPOSISI

Komposisi air laut yang konstan adalah konsep penting dalam oseanografi.

Konsentrasi ion-ion terlarut utama bervariasi menurut tempat di lautan tetapi *proporsi relatifnya* tetap konstan.

Dengan kata lain, salinitas total dapat berubah tetapi rasio konsentrasi ion utama tertentu tetap konstan dan begitu juga rasio konsentrasi individu ion-ion utama.

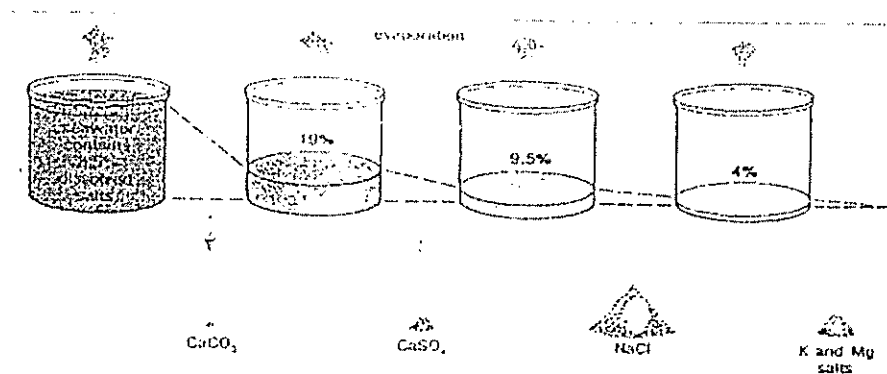
Salinitas bervariasi tergantung keseimbangan antara penguapan dan presipitasi, serta besarnya pencampuran antara air permukaan dan air di kedalaman. Secara umum, perubahan salinitas tidak mempengaruhi proporsi relatif ion-ion utama. Konsentrasi ion-ion berubah dalam proporsi yang sama yaitu rasio ioniknya tetap konstan.

Dengan pengecualian terhadap generalisasi di atas, terdapat variasi rasio kalsium dan bikarbonat yang relatif kecil karena keterlibatan unsur tersebut dalam proses biologi : rasio Ca^{2+} dan HCO_3^- pada salinitas adalah 0,5 % dan 10-20 % lebih besar di kedalaman dari pada dalam air permukaan.

3.1.1 Perubahan Akibat Kondisi Lokal

Untuk beberapa lingkungan laut, terdapat kondisi dimana rasio-rasio ion menyimpang jauh dari normal. Daerah tersebut termasuk :

1. Laut-laut tertutup, estuari dan daerah lain dimana terdapat aliran sungai yang besar yang mengandung lebih sedikit total garam terlarut dari air laut dan serta mempunyai rasio ion yang berbeda.
2. Cekungan, fjord dan daerah lain dimana sirkulasi dasar sangat terbatas, misalnya dengan keberadaan sill (batas sub-permukaan) di mulut cekungan akan menghalang komunikasi bebas antara air dasar dan air laut beroksigen di luarnya. Dalam kasus-kasus tersebut, hancuran bakteri (oksidasi) dari bahan organik di dasar air sehingga menyebabkan kekurangan oksigen terlarut yang cukup parah sehingga menyebabkan kekurangan total yang disebut anoksik atau anaerobik. Anion sulfat digunakan sebagai sumber alternatif oksigen oleh organisme mikro.
3. Daerah yang luas, hangat dan dangkal seperti Bahama Banks yang dicirikan oleh presipitasi biologi kalsium karbonat yang sangat aktif secara kimiawi dan/atau biologi menyebabkan perubahan yang signifikan pada rasio Ca^{2+} terhadap salinitas total.
4. Daerah-daerah yang terjadi pemekaran dasar laut dan aktivitas vulkanik aktif bawah laut dimana air laut panas bersirkulasi di kerak samudra. Rasio ion dalam larutan hidrotermal sangat berbeda dari air laut yang normal, yang menghasilkan percampuran dengan air laut mempunyai ciri elemen utama : rasio-rasio salinitas.
5. Di dalam sedimen dasar laut dimana air pori yang turut dalam berbagai reaksi di dalam partikel sedimen pada saat kompaksi setelah sedimen diendapkan. Reaksi tersebut muncul sebagai diagenesis dan menyebabkan perubahan rasio ion yang cukup berarti.



Gambar 3.1. Suksesi garam hasil prepitasi air laut

3.1.2 Garam dari Air Laut

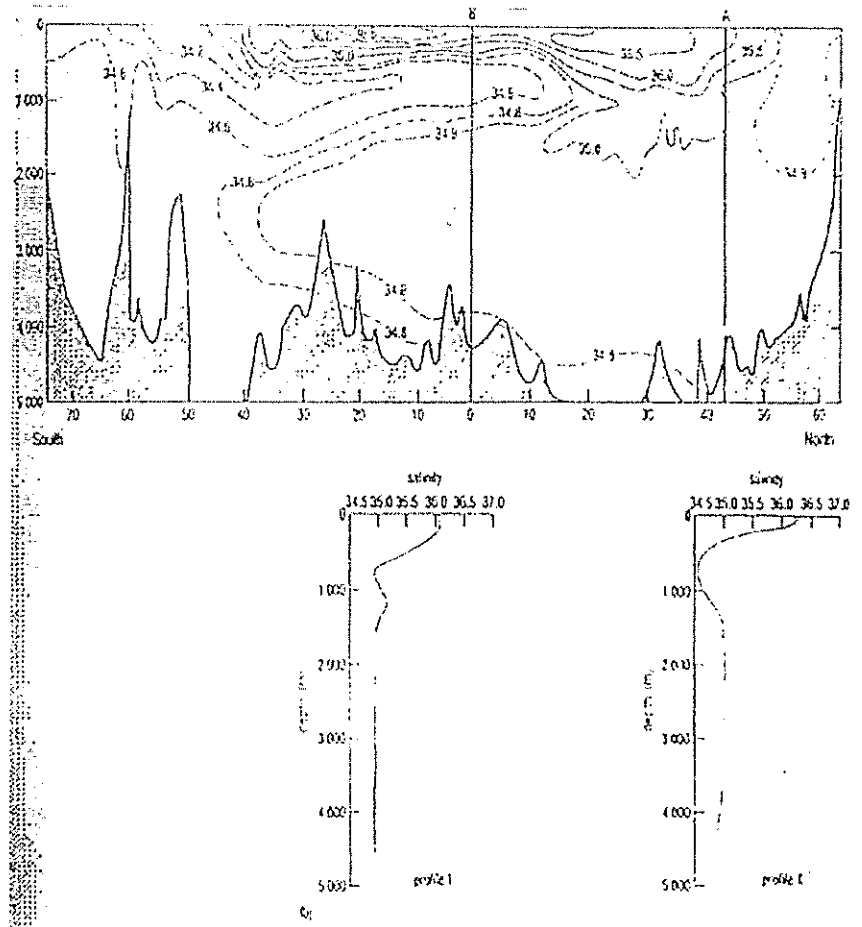
Kalsium sulfat dipresipitasi sebagai anhidrit (CaSO_4) atau sebagai gipsim ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) tergantung kondisi. Sodium klorida (halit, NaCl) adalah garam terbanyak dan residu air garamnya mengandung klorida potasium dan magnesium yang merupakan unsur yang paling larut sehingga menjadi yang terakhir dipresipitasi.

3.2 VARIASI SALINITAS

Distribusi temperatur dan salinitas memberikan informasi yang memudahkan oseanografer melacak pola tiga dimensi sirkulasi lautan.

3.2.1 Distribusi Salinitas Terhadap Kedalaman

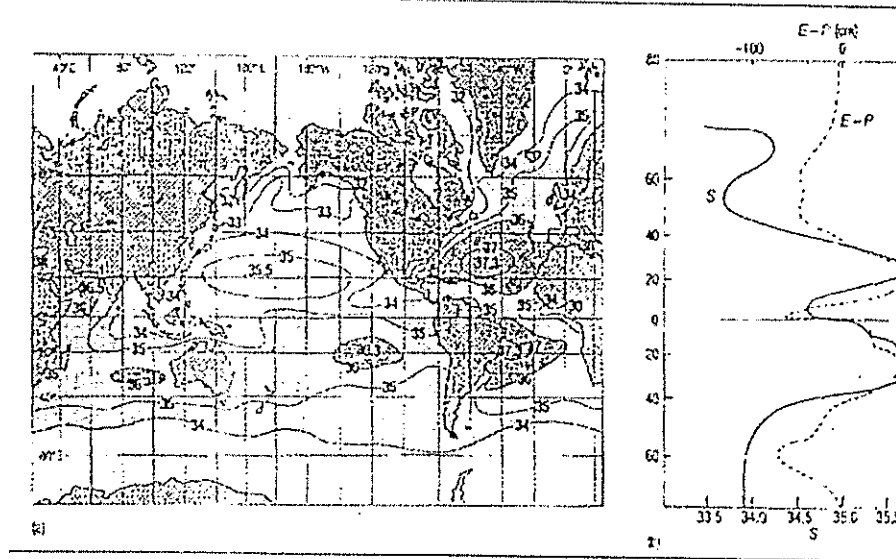
Zona dimana salinitas berkurang terhadap kedalaman ditemukan di lintang rendah dan menengah yaitu antara lapisan permukaan campuran dan bagian atas lapisan dalam dimana salinitas konstan. Zona ini dikenal sebagai haloklin (Istilah ini juga dipakai untuk zona yang mempunyai salinitas *bertambah* terhadap kedalaman, sedangkan dalam termoklin, temperatur berkurang terhadap kedalaman).



Gambar 3.2. (a) Bagian vertikal menunjukkan distribusi rata-rata di barat Samudera Atlantik. (b) Profil salinitas di sepanjang A dan B.

3.2.2 Distribusi Salinitas Permukaan

Salinitas air permukaan laut maksimum di tropis dan lintang subtropis dimana penguapan melampaui presipitasi. Modifikasi lokal mengalahkan pola regional terutama yang dekat dengan darat. Salinitas permukaan berkurang akibat air tawar di mulut sungai-sungai besar dan akibat lelehan es dan salju di lintang tinggi. Sebaliknya, salinitas permukaan cenderung tinggi di laguna dan cekungan laut dangkal tertutup lainnya di lintang rendah dimana terjadi penguapan tinggi dan terbatasnya aliran air yang masuk dari daratan.



Gambar 3.3. (a) Posisi rata-rata permukaan isohalin tahunan. (b) Plot nilai rata-rata salinitas permukaan, S dan perbedaan antara rata-rata penguapan dan presipitasi tahunan ($E-P$).

3.3 PENGUKURAN SALINITAS

Upaya awal untuk menentukan komposisi kimia air laut terhambat oleh rendahnya sensitivitas teknik analitik. Baru pada awal abad ke-19 segala sesuatunya menjadi tampak jelas pada data dan kekonstanaan komposisi air laut dapat dikenali dari beberapa analisis yang tersedia. Pada pelayaran HMS *Challenger* (1872-1876), sebanyak 77 sampel air dikumpulkan terhadap kedalaman. Analisis dilakukan terhadap kedalaman untuk elemen-elemen klorin, sodium, magnesium, sulfur, kalsium, potasium, dan bromin. Metode yang digunakan diuji keandalannya dengan sampel sintesis.

Sejak abad ke-19, beberapa penyelidikan dilakukan. Pada pertengahan 1960-an, ilmuwan dari British National Institute of Oceanography (sekarang Institute of Oceanography Sciences) dan University of Liverpool menganalisa lebih dari 100 sampel untuk semua unsur utama. Pada tahun 1970-an, program GEOSECS (Geochemical Ocean SECTIONS) yang berpusat di USA, mengumpulkan data kimia yang sistematis untuk semua

lautan, dengan menggunakan teknik analitik yang akurat dan prosedur sampling yang meminimalkan kontaminasi. Pada saat ini, pengukuran GEOSECS ditambah, diperbarui dan secara bertahap diganti karena makin banyaknya sampel yang dikumpulkan untuk program riset baru dan metode analitik yang diperbarui.

3.3.1 Metode Kimia dalam Pengukuran Salinitas

Cara termudah dalam mengukur salinitas adalah dengan mengambil sejumlah sampel air laut yang diketahui, lalu diuapkan hingga kering dan garam yang tersisa ditimbang (penentuan gravimetri). Walaupun secara teori sederhana, metode ini memberikan hasil yang tidak akurat. Residu yang tersisa adalah campuran kompleks garam dan air kimia yang terikat pada padatan, ditambah sejumlah kecil bahan organik. Jumlah air sisa dapat dihilangkan dengan pengeringan garam residu dengan temperatur yang bertahap, tetapi cara ini mendatangkan masalah lain, seperti : (i) dekomposisi beberapa jenis garam, misalnya kehilangan air dan gas-gas HCl dari kristal $MgCl_2$ hidros; (ii) penguapan dan dekomposisi bahan organik; (iii) pembebasan gas CO_2 dari garam karbonat. Jadi, berat materi padat yang tersisa setelah penguapan (yang berarti nilai salinitas yang diukur) tergantung kondisi bagaimana menghilangkan air. Ahli kimia laut di abad ke-19 menyadari hal tersebut dalam percobaan mengukur salinitas secara gravimetri.

3.3.2 Metode Fisik dalam Pengukuran Salinitas

Air tawar adalah konduktor listrik yang lemah, tetapi kehadiran ion-ion dalam air menyebabkan mampu membawa arus listrik. Pada tahun 1930-an dikatakan bahwa konduktivitas listrik air laut proporsional dengan salinitasnya. Konduktivitas adalah kebalikan dari resistivitas dan selama berabad-abad, konduktivitas salinometer digunakan dengan dasar oleh sirkuit listrik yang sederhana dengan menggunakan 'standar air laut' dan salinitas diketahui (mendekati 35) sebagai kalibrasi.

Konduktivitas dipengaruhi juga oleh temperatur yang menyebabkan kesalahan. Idealnya, oseanografer fisika membutuhkan ketepatan pengukuran salinitas hingga $\pm 0,001$, dan konduktivitas terukur hingga 1 bagian dalam 40.000. Suatu perubahan magnitudo S dapat diinduksi dengan perubahan temperatur sebesar $0,001\text{ }^{\circ}\text{C}$, sehingga pengontrolan temperatur merupakan hal yang penting.

Pada waktu dulu, ketepatan termostatis digunakan untuk mengukur baik pada sampel maupun pada air laut standar pada temperatur konstan, tetapi peralatannya besar dan pengukuran memakan waktu yang lama karena sampel harus dipanaskan atau didinginkan sebelum pengukuran. Saat ini, masalah tersebut telah diatasi dan salinometer yang modern beroperasi dengan cepat dan mengukur salinitas hingga $\pm 0,003$ atau lebih baik. Sensor konduktivitas telah digabungkan dengan peralatan temperatur salinitas in situ untuk penggunaan di laut dangkal, dan juga kedalam probekonduktivitas-temperatur-kedalaman (CTD) yang dipakai di laut-dalam.

3.3.3 Definisi Resmi Salinitas

Sejak pertengahan 1960-an, definisi salinitas lebih berdasarkan (perjanjian internasional) pada penentuan empiris dari pada formula yang sulit melibatkan standar konduktivitas.

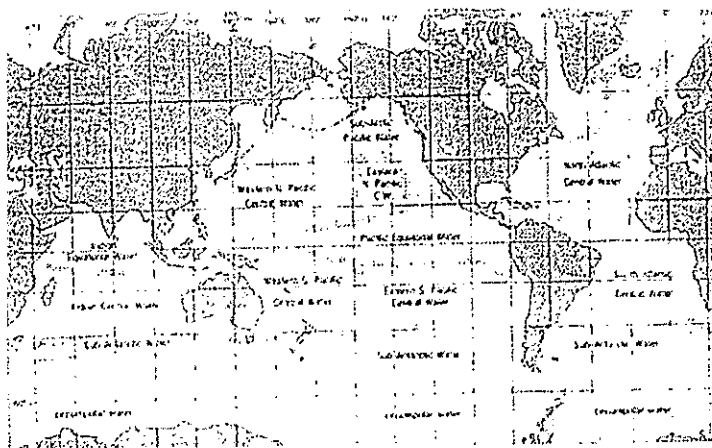
IV. DENSITAS DAN TEKANAN DI LAUTAN

Distribusi vertikal dan horisontal isoterm umumnya tetap konstan tiap tahun, fluktuasi musiman dibatasi pada lapisan permukaan. Diketahui bahwa distribusi ini mewakili suatu bentuk keseimbangan dinamik atau keadaan tunak, karena air laut itu sendiri bergerak secara kontinu. Pergerakannya tidak acak tetapi teratur dalam sistem sirkulasi tiga dimensi yang menunjukkan sedikit variasi bila dirata-ratakan untuk periode beberapa tahun.

4.1 MASSA AIR

Iklim dan cuaca di Bumi adalah hasil gerakan massa udara yang dikarakteristikan oleh kombinasi temperatur, kelembaban dan tekanan tertentu. Dengan cara yang sama, massa air di lautan bergerak secara vertikal dan horisontal dan dicirikan oleh temperatur (T), salinitas (S) dan karakter lain yang digunakan untuk mengenali air dan melacak gerakannya.

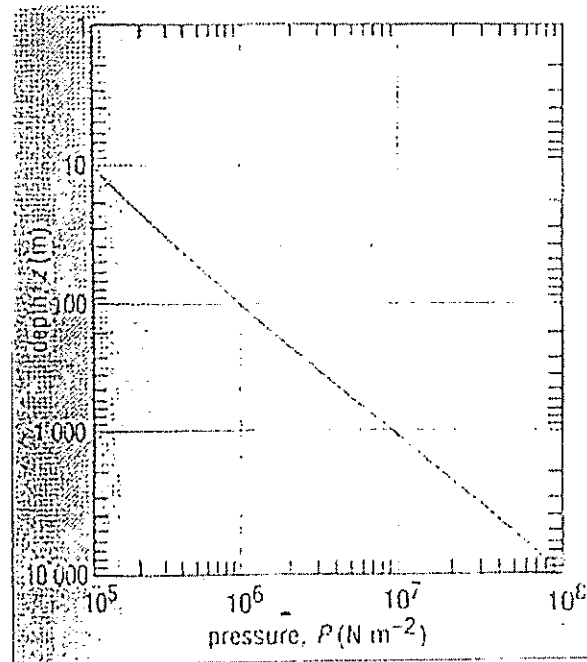
Temperatur dan salinitas dalam permukaan mengatur densitas air laut tetapi di laut-dalam faktor tekanan menjadi penting.



Gambar 4.1. Batas massa air atas lautan-lautan.

4.2 KEDALAMAN (TEKANAN), DENSITAS DAN TEMPERATUR

Pengaruh tekanan terhadap densitas sebenarnya tidak seperti di atas tetapi perlu disadari. Konsep gaya apung netral yang secara implisit diaplikasikan dalam teknologi modern.



Gambar 4.2. Grafik tekanan (P) terhadap kedalaman (z) di lautan.

4.2.1. Perubahan Temperatur Adiabatik

Perubahan adiabatik dalam temperatur terjadi secara bebas dari transfer panas atau dari lingkungannya. Proses ini merupakan akibat kemampatan panas atau dari lingkungannya. Proses ini merupakan akibat kemampatan fluida. Bila fluida mengembang maka akan terjadi kehilangan energi internal dan temperatur turun. Bila dimampatkan, fluida akan memperoleh energi internal dan temperatur naik, ini merupakan alasan utama mengapa pam menjadi panas. Prinsip perolehan dan kehilangan adiabatik panas pada kemampatan dan ekspansi gas memberikan basis dalam teknologi alat pendingin dan air conditioner. Bila udara naik ke daerah bertekanan rendah maka udara akan mengembang dan laju temperatur turun. Laju turunnya temperatur untuk udara adalah $8\text{-}10\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ tergantung kelembaban. Larutan kurang mampat dibandingkan gas,

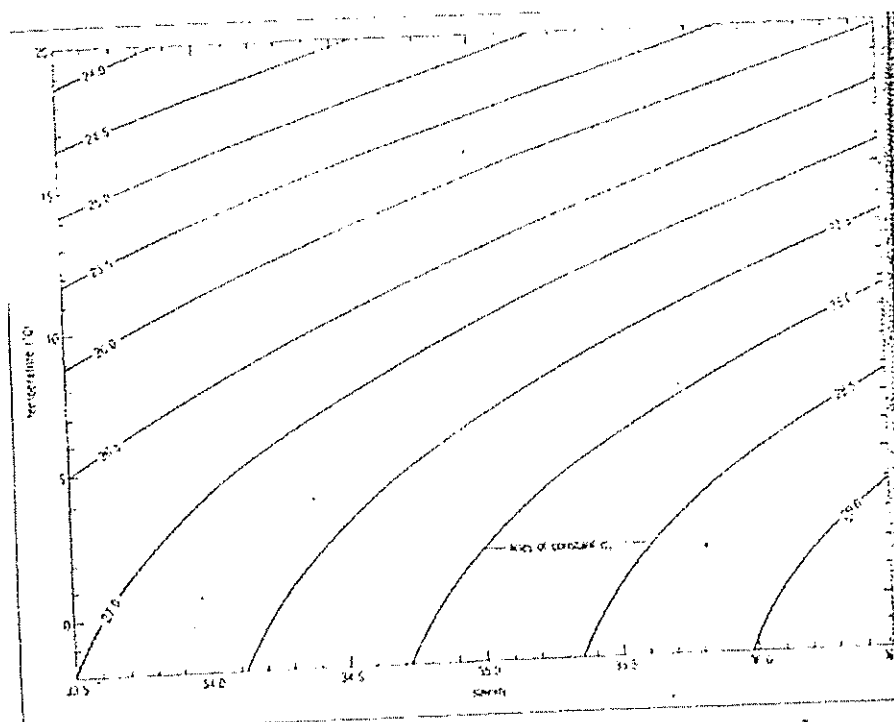
sementara laju perubahan temperatur terhadap kedalaman di laut diakibatkan perubahan adiabatik kurang dari $0,2\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$.

Konsep penting temperatur potensial, θ (theta) pada lautan dan atmosfer didefinisikan sebagai temperatur dimana fluida akan tetap jika dibawa secara adiabatik dari tekanan yang diambil pada ketinggian atau kedalaman terhadap tekanan 1000 milibar (yaitu mendekati satu atmosfer pada sea level). Jadi berbeda dari temperatur *in situ* dimana temperatur fluida diukur pada ketinggian atau kedalaman yang sebenarnya.

Oleh karena perbedaan yang besar dalam kompresibilitas, perbedaan antara temperatur *in situ* dan potensial sangat kecil di atmosfer tetapi tidak lebih dari $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ di lautan. Temperatur potensial adalah konsep penting baik memperhitungkan distribusi temperatur vertikal dan stabilitas gravitasi di lautan.

4.3 DIAGRAM T-S

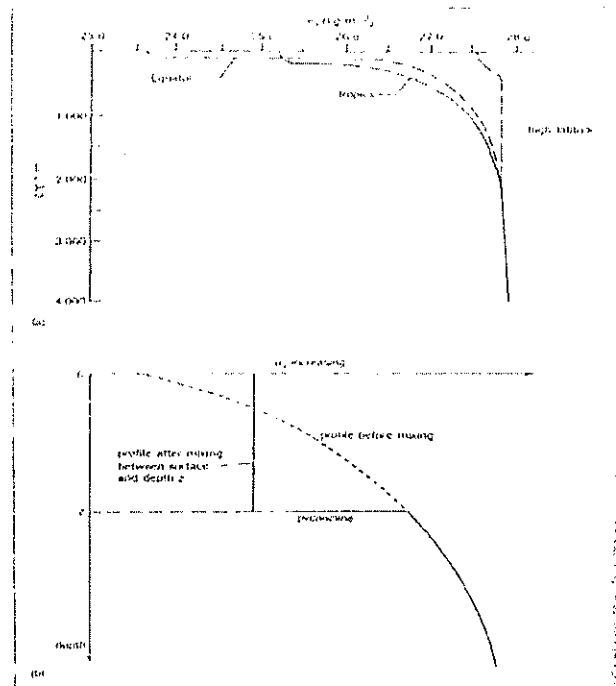
Diagram T-S digunakan untuk membuat plot temperatur *in situ* dan data salinitas untuk sampel air dan selanjutnya untuk mengenali massa air.



Gambar 4.3. Diagram T-S dengan kontur σ_t dengan satuan densitas.

4.3.1 Menggunakan σ_t

σ_t adalah lambang yang mengekspresikan densitas sampel air laut pada tekanan atmosfer seperti yang ditentukan dari pengukuran temperatur *in situ* dan salinitasnya.

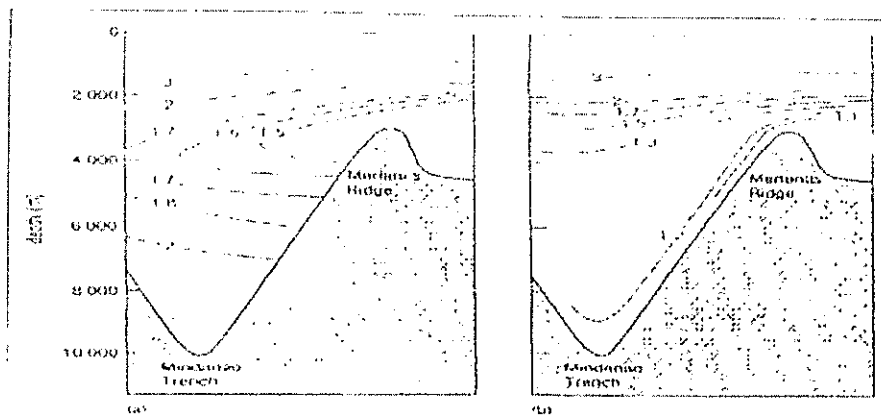


Gambar 4.4. Profil σ_t untuk lintang berbeda.

4.3.2 σ_θ dan Stabilitas Vertikal

Diagram T-S sangat berguna untuk mengenali dan melacak massa-massa air di laut. Densitas harus bertambah terhadap kedalaman untuk memastikan stabilitas gravitasi di laut. Kompresi adiabatik menaikkan temperatur air-dalam sehingga temperatur *in situ* bertambah dengan cepat dibandingkan temperatur potensial dengan bertambahnya kedalaman. Tetapi σ_t ditentukan dengan menggunakan temperatur *in situ* tanpa koreksi perubahan adiabatik sehingga mewakili densitas yang lebih kecil dari yang dimiliki sebenarnya oleh air di seberang kedalaman. Dalam kasus tertentu, perbedaannya cukup kecil untuk diabaikan tetapi terjadi

sehingga plot salinitas dan temperatur *in situ* menunjukkan pengurangan σ_t terhadap kedalaman terutama untuk sampel air-dalam.



Gambar 4.5. Dua pola distyribusi temperatur di Palung Mindanao.

4.3.3 Penggunaan Diagram T-S

Persamaan yang digunakan untuk menentukan densitas air laut dari temperatur, salinitas dan tekanan telah diperbaiki selama beberapa tahun terakhir. Hasilnya sedikit berbeda untuk densitas (ρ) dan juga anomali densitas ($\rho-1000$). Awal tahun 1980-an, dikatakan bahwa simbol σ (sigma) digantikan oleh γ (gamma) untuk menggambarkan perbedaan tersebut. Pergantian ini terjadi sangat lambat sehingga masih digunakan dibandingkan γ , disamping karena perbedaan numerik antara keduanya yang sangat kecil.

4.3.4 Properti Konservatif dan Non-konservatif

Ada dua alasan mengapa diagram T-S merupakan alat yang penting untuk mengenali dan melacak massa-massa air. Pertama, temperatur dan salinitas mudah diukur. Kedua, pada saat air tidak lagi menyentuh atmosfer, yaitu meninggalkan lapisan permukaan tercampur dan berada di bagian utama badan laut, *properti ini dapat diubah oleh pencampuran dengan air yang mempunyai karakteristik T dan S yang berbeda*. Oleh karena itu, T dan S dikenali sebagai properti konservatif.

Temperatur *in situ* dapat diubah oleh proses-proses selain pencampuran misalnya kompresi adiabatik atau ekspansi. Temperatur potensial

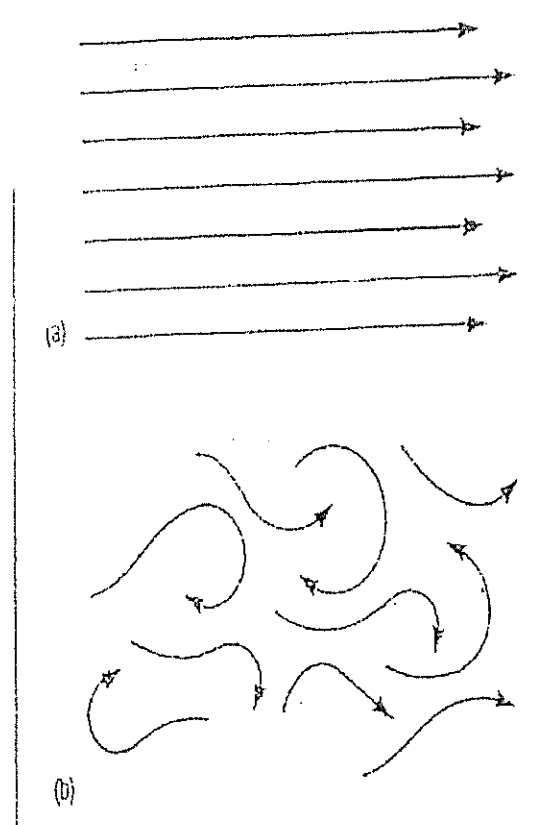
dikoreksi sehingga merupakan properti konservatif. Definisi di atas hanya berlaku di daerah yang jauh dari batas dengan atmosfer dan dasar laut. Pada batas ini, terdapat perolehan atau kehilangan panas, garam, atau air tawar oleh radiasi solar, hujan, aliran sungai, fluks panas kerak dst. Perbedaan antara properti konservatif dan non-konservatif dan sifatnya sangatlah penting dalam oseanografi.

Air yang keluar dari outlet hidrotermal berbeda dengan nilai temperatur dan salinitas yang mengelilingi air dasar. Temperatur dan salinitas adalah properti konservatif sehingga dapat digunakan untuk melacak gerakan air hidrotermal dengan cara yang sama dilakukan pada massa-massa air utama.

4.4 PROSES PENCAMPURAN DI LAUTAN

Inhomogenitas laut terjadi dalam bermacam skala, skala terbesarnya adalah massa air yang dibahas pada awal bab. Proses pencampuran bertindak menyamakan inhomogenitas tersebut di dalamnya termasuk proses-proses yang sangat lambat seperti difusi molekul dan proses-proses pencampuran turbulen yang sangat cepat.

4.4.1 Difusi Molekul dan Turbulen



Gambar 4.6. (a) aliran laminar (b) aliran turbulen.

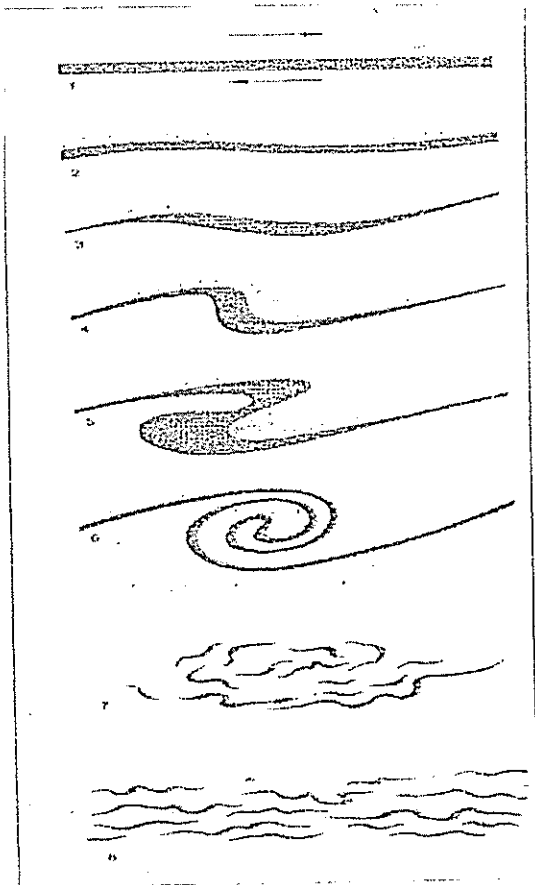
Walaupun dalam fluida yang diam, jika substan terlarut menyebar tidak seragam maka substan akan menurunkan gradien konsentrasi untuk menyamaratakan distribusi. Proses ini disebut difusi molekul yang merupakan hasil gerakan molekul-molekul individu. Distribusi panas yang seragam tercapai dengan cara yang sama di daerah dengan temperatur tinggi, molekul-molekul individu. Distribusi panas yang seragam tercapai dengan cara yang sama : di daerah dengan temperatur tinggi, molekul-molekulnya mempunyai energi kinetik yang leebih besar. Difusi molekul panas terjadi bila energi molekul menggerakkan (difusi) gradien temperatur ke daerah-daerah dengan temperatur rendah dimana molekul-molekul bergerak perlahan dan memindahkan sedikit dari kelebihan energinya ke molekul-molekul bergerak perlahan dan memindahkan

sedikit dari kelebihan energinya ke molekul-molekul tersebut. Proses konduksi terjadi seperti di atas *dalam fluida*.

Laut lebih luas dibandingkan kedalamannya, yaitu mencapai 10.000 km dibandingkan kedalaman yang 5 km, sementara gradien horisontal temperatur kurang dari gradien vertikalnya. Temperatur dapat berubah sebesar 10°C atau lebih di kedalaman 1 km, dan normal bergerak ribuan kilometer secara horisontal dan mengalami perubahan temperatur sebesar 10°C . Skala pencampuran turbulen horisontal lebih besar dari pada pencampuran turbulen vertikal yang cenderung berlawanan dengan kestabilan gravitasi vertikal hasil peningkatan densitas terhadap kedalaman. Pendeknya, pengaruh stratifikasi densitas menghambat pencampuran vertikal.

4.4.2 Stratifikasi dan Mikrostruktur

Pecahnya Gelombang Internal



Gambar 4.7. Pencampuran dan mikroperlapisan disebabkan oleh gelombang internal.

Diketahui bahwa mikrostruktur secara gravitasi stabil bila densitas bertambah terhadap kedalaman. Bila air stabil maka osilasi akan terjadi jika diubah secara vertikal. Hasilnya adalah gelombang-gelombang internal yang memberikan energi pada laut dengan cara yang sama seperti gelombang permukaan.

4.4.3 Front

Front laut adalah batas kemiringan antara badan air yang berbeda karakteristik. Front juga analog dengan front atmosfer antara massa udara yang berbeda dan muncul dalam skala yang berbeda. Keduanya terbentuk dalam estuari (antara air sungai dan air estuari yang tinggi salinitasnya), dan di luar mulut-mulut estuari (antara air estuari dan air laut). Umumnya terdapat di laut-laut dangkal dan memisahkan air terlapisi dari air yang tercampur vertikal; dan di sepanjang pinggiran paparan benua, memisahkan pantai atau air paparan dari air laut terbuka.

4.4.4 Olakan

Swirl dan olakan berkaitan dengan front dan arus terjadi untuk sembarang skala dan dihasilkan dari arus geser pada aliran. Pembentukan olakan kecil dapat diamati pada aliran arus sungai yang cepat atau arus pantai (pasut).

V. SEDIMEN DI LAUT

I. PENDAHULUAN

Seluruh permukaan dasar lautan ditutupi oleh partikel-partikel sedimen yang telah diendapkan secara perlahan-lahan dalam jangka waktu berjuta-juta tahun.

Sedimen terutama terdiri dari hasil pembongkaran batuan dan potongan-potongan kulit (shell) serta rangka-rangka dari organisme laut.

Ukuran-ukuran partikel sedimen sangat ditentukan oleh sifat-sifat fisik sedimen sebagai akibatnya sedimen yang terdapat diberbagai tempat mempunyai ukuran-ukuran yang berbeda-beda.

Contoh : Pada dasar laut yang dalam ditutupi oleh jenis partikel-partikel yang berukuran kecil yang terdiri dari sedimen halus.

Sedangkan di daerah pantai ditutupi oleh partikel-partikel yang berukuran besar yang terdiri dari sedimen kasar.

Tetapi ini semua tergantung dari kondisi oleanografi setempat.

Contoh :

Sedimen yang berasal dari laut dalam di lautan Atlantik terdiri dari lapisan sedimen Lithogenous (jenis sedimen yang berasal dari sisa pengikisan batu-batuan didarat).

Hal semacam ini biasanya hanya dapat di jumpai di perairan dangkal dekat daerah daratan.

Lapisan sedimen lithogenous terdiri dari batu kerikil pada bagian dasar kemudian diikuti oleh partikel-partikel lain yang berukuran makin keatas permukaan makin kecil (Gambar 1)

Lapisan Sedimen	Jenis Sedimen
.....	Mud (lumpur)

.....	
.....	Sand – silt (lumpur)
● ●	Send (gravel)

Gambar 1. Lapisan Sedimen Akibat Arus Turbidity.

Pertanyaannya : Bagaimanakah caranya lapisan sedimen lithogenous ini dapat masuk ke lautan yang dalam?

Hal kemungkinan disebabkan karena adanya arus-arus yang kuat yang dikenal sebagai arus turbidity. Dimana arus tersebut telah mencuci sejumlah besar sedimen lithogenous dari waktu ke waktu mulai dari daerah continental shelf yang dangkal sampai kelaut yang lebih dalam.

Partikel-partikel yang berukuran lebih besar akan lebih cepat tenggelam daripada yang berukuran lebih kecil.

Pethick 1984, mendefinisikan sedimen secara umum sebagai sekumpulan rombakan material (batuan, mineral dan bahan organik) yang mempunyai ukuran butir tertentu.

Pupklin 1974, sedimen didefinisikan sebagai pecahan dari batuan, mineral atau material organik yang ditransportasikan dari sebagai sumber dan dideposisikan oleh angin, es, dan air.

Hutabarat dan Evans, 1985, sedimentasi adalah merupakan suatu turunnya partikel-partikel ke dasar laut atau lebih dikenal dengan istilah pengendapan.

Krumbein dan Sloss, 1971, sedimentasi merupakan proses pembentukan sedimen/endapan atau batuan sedimen yang diakibatkan oleh pengendapan atau akumulasi dari material pembentuk

asalnya pada lingkungan pengendapan (Delta, danau, pantai, laut sampai laut dalam).

Jadi sedimentasi merupakan proses alam dimana material hasil proses pelapukan secara tetap akan terkikis dari batuan induknya kemudian mengalami pengangkutan dan endapan di danau, lembah sungai, laut, pantai.

Partikel-partikel pada bukit pasir, lumpur dirawa-rawa berakar di sungai, merupakan contoh produk dari proses sedimen berlangsung terus menerus.

Setelah diendapkan material yang dekat dengan dasar mengalami kompaksi dan lama kelamaan endapan ini akan tersemenkan oleh mineral yang mengkristal di pori-pori antar butiran sehingga membentuk batuan sedimen.

Pettijohn 1975, menyatakan bahwa sedimentasi merupakan proses pembentukan sedimen atau proses menuju terbentuknya batuan sedimen yang diakibatkan oleh pengendapan pada suatu tempat yang disebut dengan lingkungan pengendapan.

Proses alamiah atau oleh manusia di daratan akan mempengaruhi proses sedimentasi. Juga erosi yang terjadi di pantai akan menimbulkan sedimentasi pada tempat lain. Karena materi yang tergerus oleh gelombang akan diangkut oleh aliran litoral dan didepositkan di tempat lain.

Arti aliran litoral adalah gerakan pasir atau sedimen yang berada di daerah litoral (Kawasan pantai yang dipengaruhi oleh pasang).

Sedimen yang ditemukan di perairan pantai dan lingkungan laut yang dangkal. Termasuk pantai (beach, tidal flat dan estuari umumnya berasal, dari pelapukan dan erosi batuan kontinen, sehingga dapat dikatakan sedimen di wilayah tersebut bersifat terigenus (berasal daratan).

Beberapa jenis mineral penting penyusun sedimen di wilayah tersebut adalah kuarsa, batuan kecil, lempung.

Lumpur yang membentuk tidal flat maupun yang terdapat di dasar estuari sebagian tersusun dari mineral lempung.

Jadi sedimen yang dijumpai pada berbagai lingkungan pengendapan baik dalam bentuk terkarut atau tidak, merupakan produk dari pelapukan batuan induk yang dipengaruhi oleh faktor lingkungan terutama perubahan iklim. Hasil pelapukan tersebut dapat terangkut ke tempat yang lebih rendah untuk kendaraan masuk ke sungai.

II. SUMBER SEDIMEN DI LAUT

Sumber sedimen di daerah pantai adalah :

1. Erosi daratan oleh aliran sungai
2. Buangan penduduk dan industri
3. Erosi pinggiran sungai
4. Erosi angin terhadap gundukan pasir (dune)
5. Dekomposisi (pembusukan) tanaman dan hewan sungai dan laut
6. Hasil kerukan sungai, estuari yang masuk kembali ke sungai

Sedangkan pemasok utama material yang ada di laut :

Hasil erosi tebing, erosi sungai dan erosi dasar laut

Hasil-hasil tersebut akan menjadi endapan yang terbawa masuk ke mintakat laut

Sumber-sumber tersebut tadi akan memberikan kontribusi materi sedimen yang sangat bervariasi.

Sungai-sungai dan saluran-saluran irigasi merupakan penyumbang materi sedimen berupa pasir, lumpur (silt) dan lempung seperti halnya apa yang dihasilkan oleh aksi pasut dan gelombang terhadap dasar laut, pantai dan tebing karang (cliff) di samping itu sungai-sungai juga memasok terlarut yang merupakan buangan penduduk dan industri.

- Erosi angin terhadap gundukan pasir menghasilkan pasir-pasir halus sedangkan erosi daratan menghasilkan materi sedimen berupa lumpur. Dan lempung, batu kerikil (gravel).
- Materi sedimen yang berasal dari hasil kerukan sungai, estuari bisa saja merupakan sumber sedimen bila tempat pembuangan hasil kerukan tersebut dekat dengan jalan yang masuk ke daerah pantai.

III. KLASIFIKASI SEDIMEN

A. Berdasarkan asalnya :

Berdasarkan asal usul sedimen di laut dapat dibedakan / digolongkan sebagai berikut:

♦ Lithogenous Sedimen

Jenis sedimen ini berasal dari pelapukan (wathering) batuan dari daratan. Hal ini dapat terjadi karena adanya kondisi fisik lingkungan yang ekstrim seperti yang disebabkan karena adanya proses pemanasan dan pendinginan terhadap batuan yang terjadi secara berulang-ulang, juga karena adanya aksi kimia dari larutan bahan-bahan yang terdapat di dalam air hujan atau air tanah terhadap permukaan batuan.

Partikel batuan ini diangkut dari daratan ke laut oleh sungai, begitu sedimen mencapai laut penyeberangannya kemudian ditentukan oleh sifat-sifat fisik dari partikel itu sendiri.

Partikel yang berukuran besar cenderung lebih cepat tenggelam dan menetap daripada berukuran lebih kecil.

Pasir memerlukan waktu kira-kira 18 hari untuk tenggelam dan menetap di atas lapisan atas dasar laut yang mempunyai kedalaman 4000 meter.

Lumpur yang berukuran lebih kecil membutuhkan waktu kira-kira 185 hari.

Partikel tanah liat membutuhkan waktu kira-kira 51 tahun. Pada kedalaman kolam air yang sama oleh karena itu pasir

akan segera diendapkan begitu sampai di laut dan cenderung untuk mengumpul di daerah dekat daratan (pantai)

Endapan lumpur dan tanah liat diangkut lebih jauh ke tempat laut dan kebanyakan mengendap pada daerah Continental Shelf. Jadi partikel-partikel yang berukuran paling kecil cenderung untuk diendapkan pada dasar laut yang dalam.

♦ Biogenous Sedimen

Sedimen ini berasal dari sisa-sisa organisme laut yang telah mati dan membentuk endapan partikel-partikel halus dinamakan Ooze.

Sedimen ini digolongkan ke dalam 2 tipe : Utama yaitu Calcareous dan Siliceous Ooze. Dimana hal ini tergantung pada jenis organisme dari mana mereka berasal dan macam bahan yang telah bergabung ke dalam kulit atau rangka mereka.

1. Tipe Calcareous

- Globigerina ooze : Globigerina adalah salah satu grup dari organisme yang bersel tunggal yang kulitnya mengandung calcium carbonat (zat kapur).
- Pteropod ooze : Pteropod adalah golongan moluska yang bersifat sebagai plankton dimana tubuh mereka mengandung kulit (shell) yang mengandung zat kapur.

2. Tipe Siliceous

- Diatom Ooze : Diatom adalah golongan tumbuh-tumbuhan yang bersel tunggal yang mempunyai kulit yang mengandung silica (Siliceous)
- Radiolaria Ooze : adalah golongan Protozoa bersel Satu
- Red Clay Ooze : Bentuk Ooze ini, mempunyai kandungan silica yang tinggi tetapi darimana asal mereka belum diketahui diduga butiran-butiran halus Ooze yang terdapat

di laut dalam berasal dari jenis sedimen biogenenous tetapi telah mengalami perubahan.

♦ Hydrogenous Sedimen

Sedimen ini berasal dari komponen kimia yang larut dalam air laut dengan konsentrasi yang kelewat jenuh sehingga terjadi pengendapan (deposisi) di dasar laut.

Contoh : Endapan ulangan (Mn), endapan fosforite (P_2O_5), nikel, dan lain-lain.

♦ Cozmogenous Sedimen

Sedimen ini berasal dari berbagai sumber dan masuk kelaut melalui media udara/angin

Sedimen ini dapat bersumber dari luar angkasa, aktifitas gunung berapi atau berbagai partikel darat yang terbawa angin

B. Berdasarkan ukuran Butir

Berdasarkan ukuran-ukuran/besar butir, sedimen dapat digolongkan/diklasifikasikan diantaranya berdasarkan Wentworth. Seperti berikut ini :

UKURAN BUTIR MENURUT SKALA WERNTWORTH

NAMA	PARTIKEL	UKURAN (MM)
Batu (stone)	Bongkah (Boulder)	> 256
	Krakal (Cble)	64 – 256
	Krikil (Pebble)	4 – 64
	Butiran (grenule)	2 – 4
Pasir (Sand)	Pasir sangat kasar	1 – 2
	Pasir kasar	$\frac{1}{2}$ - 1
	Pasir sedang	$\frac{1}{4}$ - $\frac{1}{2}$
	Pasir halus	$\frac{1}{8}$ - $\frac{1}{4}$

	Pasir sangat halus	1/16 – 1/8
Lumpur (Silt)	Lumpur Kasar	1/32 – 1/16
	Lumpur sedang	1/64 – 1/32
	Lumpur halus	1/28 – 1/64
	Lumpur sangat halus	1/28 – 1/64
		1/256 – 1/128
Lempung (Clay)	Lempung kasar	1/640 – 1/256
	Lempung sedang	1/1024 – 1/640
	Lempung halus	1/2360 – 1/1024
	Lempung sangat halus	1/4096 – 1/2360

- Istilah lumpur (silt) untuk laut istilah umumnya lanau.

C. Berdasarkan Komposisi

- Lisitzin 1972. mengklasifikasikan menjadi 4 jenis yaitu :
 1. Sedimen terrigenous : kandungan kalsium karbonat dan silica kecil 30%
 2. Sedimen Biogenic : kandungan kalsium karbonat dan silica lebih besar 30%
 3. Sedimen Chemogenic : Sedimen hasil presipitasi kimiawi dari air laut artinya kandungan komposisi besar
 4. Sedimen Volcanogenic : tersusun terutama oleh material piroklasik dan polygenic (lempung merah).

IV. TRANSPORT SEDIMEN DI LAUT

- Transport sedimen di laut adalah gerakan sedimen di laut yang disebabkan oleh gelombang dan arus
- Transport sedimen di laut terutama sangat ditentukan oleh sifat-sifat fisika baik dari partikelnya maupun dari kolom air lautnya. Dalam hal ini adalah ukuran partikel, kecepatan arus dan gelombang.

- Transport ke arah vertikal ke bawah yang mempunyai implikasi kec. Endapan/laju endapan sangat tergantung dari besar butir partikel yang diendapkan.

Partikel yang mempunyai ukuran besar lebih cepat mengendap dibandingkan dengan partikel dengan ukuran yang lebih kecil.

Laju endap ini dapat dihitung dengan menggunakan formula stokes :

$$V = \frac{d^2(P_s - P_f)g}{18\eta}$$

Dimana : V = Laju endap (cm/detik)

d = diameter partikel (cm)

Pf = densitas Fluida (biasanya 1,03 g/cm³)

Ps = densitas partikel (biasanya 2,65 g/cm³)

η = Viskositas fluida

g = Gravitasi (= 980 cm. det⁻²)

Makin kecil ukuran partikel yang di endapkan, maka pengaruh arus laut akan semakin besar. Hal ini berarti tempat mengendap partikel yang lebih kecil terletak cukup jauh dari titik sumber dari mana partikel tersebut berasal.

Biasanya sedimen Lithogenous akan diendapkan di daerah muara sungai. Proses tersebut berlangsung bertahun-tahun, sepanjang tidak terusik sehingga membentuk apa yang dinamakan sebagai relieted sediment, yaitu sedimen yang telah lama tertinggal/terendapkan di dasar perairan.

Proses pengendapan sedimen di bedakan menjadi :

1. Bed Load, yaitu material yang bergerak menggeser atau menggelinding di dasar
2. Saltation load, yaitu material yang meloncat-loncat pada dasar perairan

3. Suspended Load, yaitu material yang terbawa arus dengan cara melayang-layang dalam air

Di wilayah meritik (daerah pantai sampai kedalaman 200 m) sedimen yang bersifat non cohesive atau Unconsolidated selalu dalam keadaan mudah terurai sehingga dengan kekuatan arus yang lemah sekalipun partikel mudah lepas dan terjadi erosi.

Sedimen yang berasal dari proses erosi tersebut diendapkan bisa mencapai di wilayah tubis kontinen (Continental Slope).

Berbeda dengan sedimen yang bersifat Cohesive atau Consolidated, untuk bisa menimbulkan proses erosi sangat diperlukan arus yang lebih kuat.

- Jika sedimen terdiri dari partikel dengan ukuran seragam, dikatakan sedimen tersebut dalam kondisi sangat tersortir (Well Sorted).
Jadi sedimen yang sangat tersortir dari partikel-partikel dengan kisaran ukuran yang sangat terbatas, sedangkan ukuran partikel yang lain telah tersingkir oleh kekuatan mekanis yang dalam hal ini berupa ombak dan arus.
- Pantai pasir merupakan ialah satu contoh type pantai dengan kondisi sedimen yang tersortir sangat baik dengan partikel-partikel yang seragam berkumpul menjadi satu kesatuan akibat pengaruh energi ombak dan arus.

Sebaliknya sedimen yang kurang mengalami sortasi biasanya terdiri dari berbagai ukuran partikel yang menunjukkan kecilnya pengaruh tenaga mekanis yang dikenakan untuk mensortir berbagai ukuran partikel.

Pasir biasanya diendapkan di wilayah pantai. Sedangkan lumpur (Mud) yang merupakan campuran antara lanau dan lumpur umumnya diendapkan di dasar perairan samudra.

Di laut dalam gerak partikel air karena gelombang jarang mencapai dasar laut. Sedang di laut dangkal partikel air di dekat dasar bergerak maju dan mundur secara periodik. Kecepatan partikel air di

dekat dasar naik dengan bertambahnya tinggi gelombang dan berkurang dengan bertambahnya kedalaman.

Di dalam mempelajari transport sedimen, kecepatan partikel air di dekat dasar, kecepatan partikel air di dekat dasar (U_b) dinyatakan dalam bentuk tegangan geser dasar T_b , hubungan antara tegangan geser dasar dan kecepatan partikel air dinyatakan dalam bentuk :

$$T_b = \rho U_*^2$$

$$U_* = \sqrt{f / 2 \rho b}$$

dimana ρ = Rapat masa air μ^* adalah kecepatan geser dan f adalah faktor geseran.

Kecepatan partikel air di dekat dasar atau yang dinyatakan dalam bentuk tegangan geser tersebut berusaha untuk menarik sedimen dasar. Sementara itu sedimen dasar memberikan tahanan yang dinyatakan dalam bentuk kecepatan kritik erosi (μ_{bc}) atau tegangan kritik erosi T_{ce} . Kedua parameter tersebut (μ_{bc} dan T_{ce}). Kedua parameter tersebut (μ_{bc} dan T_{ce}) tergantung pada sifat sedimen dasar seperti diameter, bentuk dan rapat massa seperti diameter, bentuk dan rapat massa sedimen untuk sedimen non kohensif (pasir) sedimen kohensifitas antara partikel untuk sedimen kohensif (lumpur, lempung).

Pada dasar laut berpasir yang datar apabila kecepatan partikel air di dekat dasar Kecil yang berarti juga terganggu geser dasar kecil, partikel sedimen tidak bergerak (T_b , T_{ce}).

Apabila kecepatan partikel air bertambah yang berarti juga terganggu geser dasar T_b sampai pada suatu kecepatan tertentu beberapa butiran mulai bergerak yang disebut dengan awal gerak sedimen ($T_b = T_{ce}$). Sedimen bergerak maju mundur sesuai dengan gerak partikel air. Selanjutnya kenaikan kecepatan gerak partikel air dapat mempercepat gerak sedimen tersebut dan transport sedimen yang terjadi disebut transport dasar (Bed Load) : ($T_b > T_{ce}$). Dengan semakin bertambahnya kecepatan gerak partikel air di dekat dasar

gerak partikel semakin kuat dan kemudian sedimen membentuk Ripple yaitu dasar laut bergelombang kecil dengan puncaknya tegak lurus arah gelombang.

Ukuran ripple tergantung pada amplitudo dan Periode dari gerak air dekat dasar, ukuran butiran dan rapat massa material dasar.

Dengan terbentuknya ripple akan meningkatkan turbulensi dan partikel sedimen akan terangkat dalam bentuk suspensi. Apabila gerak air semakin kuat ripple akan menghilang dan terjadi transport massa di mana suatu lapis dengan tebal tertentu terangkut dalam bentuk transport sedimen dasar dan suspensi.

Di daerah lepas pantai (Off Shore Zone) yaitu daerah yang terbentang dari lokasi gelombang pecah ke arah laut gelombang menimbulkan gerak orbit partikel air. Orbit lintasan partikel air menimbulkan transport massa air. Transport massa tersebut dapat disertai dengan terangkutnya sedimen dasar menuju daerah pantai dan meninggalkan daerah pantai. Di surf zone yaitu daerah antara gelombang pecah dan garis pantai, ditandai dengan gelombang pecah dan perjalanan gelombang setelah pecah ke arah pantai. Gelombang pecah menimbulkan arus dan turbulensi yang sangat besar yang dapat menggerakkan sedimen dasar. Di swash zone, gelombang yang sampai digaris pantai menyebabkan massa air bergerak ke atas dan kemudian timbul kembali pada permukaan pantai. Gerak massa air tersebut disertai dengan terangkutnya sedimen.

Transport sedimen sepanjang pantai terdiri dari dua komponen utama yaitu transport sedimen dalam bentuk mata gergaji digaris pantai dan transport sedimen sepanjang pantai di surf zone.

Pada waktu gelombang menuju pantai dengan membentuk sudut terhadap garis pantai maka gelombang tersebut akan naik ke pantai yang juga membentuk sudut. Massa air yang naik tersebut kemudian turun lagi dalam arah tegak lurus pantai. Gerak air tersebut membentuk lintasan seperti mata gergaji yang disertai dengan terangkutnya sedimen dalam arah sepanjang pantai.

Komponen kedua adalah transport sedimen yang ditimbulkan oleh arus sepanjang pantai yang dibangkitkan oleh gelombang pecah. Transport sedimen ini terjadi di surf zone. Transport sedimen sepanjang pantai banyak menyebabkan permasalahan seperti pendangkalan, erosi pantai dan sebagainya. Oleh karena itu prediksi transport sedimen sepanjang pantai adalah sangat penting.

Beberapa cara yang biasanya digunakan untuk memprediksi transport tersebut sepanjang pantai adalah :

- a. Mengukur Debit sedimen di lokasi yang ditinjau
- b. Pengukuran yang menunjukkan perubahan elevasi dasar dalam suatu periode tertentu
- c. Rumus empiris yang didasarkan pada kondisi gelombang di daerah yang ditinjau

Cara memprediksi transport sedimen sepanjang pantai dengan menggunakan rumus empiris :

$$Q_s = KP1$$

$$P1 = \frac{Pg}{8} hb^2 Cb \sin \alpha b \cos \alpha b$$

Dimana :

Q_s = angkutan sedimen sepanjang pantai (m^3 / hari)

$P1$ = komponen fluks energi gelombang sepanjang pantai pada saat pecah

P = rapat massa air laut (kg/m^3)

H_b = tinggi gelombang pecah (m/d) = \sqrt{gdb}

αb = sudut datang gelombang pecah

K_n = Konstanta

CERC (1984) Memberikan hubungan sebagai berikut :

$$Q_s = 1290 P1$$

Dengan Q_s mempunyai satuan $m^3/tahun$

Jika Q_s dalam $m^3/hari$ maka persamaannya menjadi :

$$Q_s = 3,534 P1$$

VI. GELOMBANG

Gelombang laut telah menjadi perhatian utama dalam catatan sejarah. Aristoteles (384-322 SM) mengamati hubungan antara angin dan gelombang. Namun, sampai sekarang, pengetahuan tentang mekanisme pembentukan gelombang dan bagaimana gelombang berjalan di lautan masih belum sempurna. Ini sebagian karena pengamatan karakteristik gelombang di laut sulit dilakukan dan sebagian karena model matematika tentang perilaku gelombang didasarkan pada dinamika fluida ideal, dan perairan laut tidak sepenuhnya ideal. Tujuan dari bab ini adalah gambaran secara garis besar aspek kualitas dari gelombang laut dan menyelidiki beberapa hubungan sederhana dari dimensi g dan karakteristiknya.

Dimulai dari penentuan dimensi gelombang laut yang ideal dan gambarnya dalam terminologi berikut. (*gambar 6.1*)

6.1 PENGERTIAN GELOMBANG

Gelombang merupakan kejadian yang biasa terjadi dalam kehidupan sehari – hari. Contohnya suara, gerakan tali gitar, riak – riak di kolam dan ombak di laut. Karakteristik gerakan gelombang :

1. Gelombang mentransfer gangguan dari satu bagian material ke bagian lainnya
2. Gangguan tersebut dirambatkan melalui material tanpa gerakan dari material tersebut (gabus hanya naik dan turun di atas riak, tetapi mengalami sangat sedikit perubahan bentuk dalam perjalanannya dalam kolam)
3. Gangguan tersebut dirambatkan tanpa ada perubahan dari bentuk gelombang (riak menunjukkan sangat sedikit perubahan dalam perjalanannya dalam kolam)
4. Gangguan – gangguan tersebut dirambatkan dengan kecepatan yang tetap.

Jika material sendiri tidak dipindahkan / ditranpor oleh perambatan gelombang kemudian apa yang akan dipindahkan ?

Jawabannya "energi", merupakan definis yang tepat dari gerakan gelombang – sebuah proses di mana energi ditransporkan / disebarkan melalui material tanpa perpindahan yang signifikan dari material itu sendiri. Jadi jika energi, bukan material yang dipindahkan, bagaimana kejadian alami dari pengamatan pergerakan ketiak riak menjalar dalam kolam ?

Ada dua aspek yang harus diperhatikan : Pertama perkembangan gelombang (yang telah dicatat), dan kedua, pergerakan partikel air. Pengamatan efek riak pada gabus menunjukkan bahwa partikel air bergerak ke atas dan ke bawah, tetapi pengamatan yang lebih dekat lagi mengungkapkan bahwa kedalaman air lebih besar daripada tinggi riak. Gabus digambarkan hampir bulat dalam bidang vertikal, sejajar dengan arah pergerakan gelombang. Dalam pengertian lebih umum lagi, partikel dipindahkan dari posisi seimbang dan kemudian kembali ke posisi tersebut. selanjutnya partikel – pertikel tersebut mengalami perubahan gaya dan pemulihan kembali. Gaya – gaya ini biasanya digunakan untuk menggambarkan jenis – jenis gelombang.

6.1.1 Jenis – jenis gelombang

Semua gelombang dianggap sebagai gelombang berjalan, di mana energi bergerak melalui atau permukaan material.

Terdapat juga gelombang berdiri contohnya senar gitar, yaitu jumlah gelombang berjalan dengan dimensi yang sama, tetapi berjalan dalam arah yang berlawanan. Penjelasan yang lebih detail dalam bagian 6.5.4

Gelombang yang berjalan melalui material disebut Gelombang Badan, contoh gelombang badan adalah gelombang seismik P & S dan gelombang suara. Tetapi perhatian kita dalam bab ini adalah gelombang permukaan. Gelombang permukaan yang paling familiar adalah yang terjadi di batas antara dua fluida, conohnya gelombang

dapat terjadi pada batas antara dua lapisan perairan laut yang berbeda densitasnya. Karena batas tersebut adalah suatu permukaan sehingga disebut gelombang permukaan, tetapi para ahli oseanografi biasanya menyebutnya gelombang internal / dalam. Osilasi lebih mudah terbentuk pada batas dalam daripada permukaan laut, karena perbedaan densitas antara dua lapis air lebih kecil daripada batas air dan udara. Karena itu hanya diperlukan sedikit energi untuk membangkitkan gelombang internal daripada gelombang permukaan dengan amplitudo yang sama. Gelombang internal berjalan lebih lambat daripada gelombang permukaan. Dan gelombang internal ini penting dalam proses pencampuran vertikal dalam laut. Gelombang permukaan disebabkan oleh gaya – gaya dari gerakan relatif antara dua lapisan, sebagai contoh tiupan angin di laut, atau oleh gaya eksternal yang mengganggu fluida. Contoh dari gaya – gaya internal adalah tetesan hujan di kolam, gempa bumi, gaya gravitasional dari matahari dan bulan.

Gelombang yang disebabkan oleh gaya periodik, seperti efek matahari dan bulan menyebabkan pasang surut, yang mempunyai periode sama dengan gaya – gaya penyebabnya. Aspek ini akan dijelaskan lebih detail lagi pada Bab 7. Kebanyakan gelombang yang lain, merupakan hasil dari gangguan tak periodik. Partikel air dipindahkan dari posisi seimbang dan untuk mempertahankan ke posisi tersebut memerlukan gaya pemulih. Dalam kasus gelombang air, gerakan partikel hasil dari gaya pemulih bekerja pada suatu silus gelombang memberikan gaya perpindahan bekerja untuk siklus berikutnya.

Perpindahan dan pemulihan kembali memberikan karakteristik gerakan gelombang osilatori, dengan bentuk sederhana karakteristik sinusoidal (gambar 6.1 dan 6.6), dan biasanya mengacu pada gerakan harmonik sederhana. Pada kasus gelombang permukaan ada dua gaya pemulih yang mempertahankan gelombang berjalan.

1. Gaya gravitasional

2. Tegangan permukaan, di mana kecenderungan dari molekul air untuk menempel bersama dan menghadirkan permukaan paling terkecil ke udara. Dalam kasus pada air, jika kulit elastik yang lembut direntangkan / ditarik melalui permukaan air.

Gelombang air yang diakibatkan oleh gaya – gaya ini dalam kasus gelombang dengan panjang gelombang kurang dari 1,7 cm, gaya yang utama adalah tegangan permukaan, yang dikenal sebagai gelombang kapiler. Gaya kapiler adalah penting dalam konteks remote sensing di laut. Namun perhatian utama para ahli oseanografi adalah gelombang permukaan dengan panjang gelombang lebih besar dari 1,7 cm, dan gaya utamanya adalah gravitasi, karena itu disebut gelombang gravitasi. Gambar 6.2 menggambarkan beberapa jenis gelombang dan penyebabnya

Tidak semua gelombang dipindahkan dalam bidang vertikal, karena atmosfer dan laut berada dalam rotasi bumi, variasi vortisitas planetari terhadap lintang menyebabkan defleksi atmosferik dan arus laut, dan memberikan gaya pemulih yang memberikan osilasi dalam bidang horizontal, sehingga arus barat / timur cenderung berbelok kembali dan terus pada lintang seimbang. Gelombang skala besar ini disebut sebagai gelombang Rossby atau planetary, dan mungkin terjadi sebagai gelombang permukaan atau gelombang internal.

6.1.2 Gelombang yang dibangkitkan oleh angin

Pada tahun 1779, Benjamin Franklin mengatakan, “udara yang bergerak yaitu angin, melewati permukaan yang halus, akan mengganggu permukaan, dan menjadikan permukaan tersebut bergelombang, jika angin bertiup terus, maka menjadi elemen gelombang”.

Dengan kata lain, jika dua lapisan fluida yang mempunyai perbedaan kecepatan bertemu, maka akan ada tegangan friksi di antara keduanya, maka akan ada transfer energi. Di permukaan laut, kebanyakan energi yang ditransfer merupakan hasil dari gelombang,

namun dengan proporsi yang kecil merupakan hasil dari arus yang dibangkitkan oleh angin. Pada tahun 1925 Harold Jeffrey S. menganggap gelombang memperoleh energi dari angin karena perbedaan tekanan yang disebabkan efek dari puncak gelombang.

Walaupun hipotesa dari Jeffrey gagal menjelaskan bentuk gelombang yang sangat kecil, tapi berlaku jika :

1. Kecepatan angin lebih besar dari kecepatan gelombang.
2. Kecepatan angin melebihi 1 m/s
3. Gelombang cukup curam untuk memberikan efek berindung / naungan

Secara empiris, dapat ditunjukkan bahwa efek naungan akan maksimum jika kecepatan angin diperkirakan tiga kali lebih besar dari kecepatan gelombang. Di laut yang terbuka, gelombang yang dibangkitkan oleh angin mempunyai kecuraman (H/L) sekitar 0,03 – 0,06. Secara umum, semakin besar perbedaan kecepatan dan gelombang, semakin curam gelombangnya. Namun seperti yang kita lihat kemudian, kecepatan gelombang di laut dalam tidak ada hubungannya dengan kecuraman gelombang, tetapi panjang gelombang, semakin besar panjang gelombang, semakin cepat gelombang berjalan.

Perhatian urutan kejadian jika, setelah cuaca tenang. Angin mulai bertiup sampai bertiup kencang untuk beberapa waktu. Pertumbuhan gelombang yang tidak signifikan terjadi jika kecepatan angin melebihi 1 m/s. Kemudian gelombang curam yang kecil akan terbentuk dengan meningkatnya kecepatan angin. Bahkan sampai angin mencapai kecepatan yang konstan gelombang terus tumbuh dengan kenaikan yang cepat sampai mencapai ukuran dan panjang gelombang (dan kemudian kecepatan) yang sebanding dengan $1/3$ kecepatan angin. Di bawah posisi ini, gelombang terus meningkat ukurannya, panjang gelombang dan kecepatannya, tetapi dengan laju yang berkurang. Selanjutnya mungkin diharapkan gelombang tumbuh terus sampai

kecepatan yang sama dengan kecepatan angin, namun dalam prakteknya pertumbuhan gelombang berhenti pada saat kecepatan gelombang masih di bawah kecepatan angin, hal ini karena :

1. Beberapa energi angin ditransferkan ke permukaan laut melalui gaya tangensial, yang kemudian menghasilkan arus permukaan
2. Beberapa energi angin didisipasikan / dikurangi oleh gesekan
3. Energi hilang dari gelombang lebih besar sebagai hasil dari White Chapping yaitu pecahnya puncak gelombang karena dibawa ke depan oleh angin yang lebih cepat dari perjalanan gelombang itu sendiri.

Banyak pengurangan / disipasi energi selama White Chapping dikonversikan menjadi momentum air, memperkuat arus permukaan yang diawali oleh proses 1 di atas.

6.1.3 Fully Developed Sea

Kita telah melihat bahwa ukuran gelombang di laut dalam dibentuk tidak hanya oleh kecepatan angin actual, tetapi juga lamanya angin bertiup. Ukuran gelombang juga bergantung pada jarak di mana tidak terdapat halangan di laut yang disebut Fetch di mana angin bertiup melaluinya.

Jika Fetch cukup luas dan angin bertiup dengan kecepatan tetap yang cukup lama, maka akan tercapai keseimbangan gelombang di mana energi didisipasi oleh gelombang dengan laju yang sama pada saat gelombang menerima energi dari angin. Pada saat keseimbangan tercapai, kondisi ini disebut Fully Developed Sea, di mana ukuran dan karakteristik gelombang tidak berubah, namun, kecepatan angin biasanya bervariasi, sehingga developed yang ideal, dengan ukuran gelombang yang seragam jarang terjadi.

Variasi kecepatan angin menghasilkan variasi dalam ukuran gelombang yang disebut dengan medan gelombang. Perlu dicatat bahwa kisaran ukuran gelombang juga dihasilkan dari gelombang

yang datang suatu ke daerah dari daerah lain, dan dari interaksi gelombang-gelombang. Konsepnya akan dijelaskan pada 6.4.3. Para ahli oseanografi lebih tepat mengatakan medan gelombang sebagai spectrum energi dari gelombang (gambar 6.4). Energi tersebut berada dalam gelombang yang sebanding dengan kuadrat tinggi gelombang. (lihat bagian 6.4)

6.1.4 Tinggi Gelombang dan Kecuraman Gelombang.

Seperti ditunjukkan dalam bagian 6.1.3, tinggi gelombang dipengaruhi oleh komponen-komponen gelombang, yaitu perbedaan frekuensi dan amplitudo. Dalam teori, jika tinggi dan frekuensi gelombang diketahui, adalah sangat memungkinkan untuk memprediksi dan secara akurat tinggi dan frekuensi gelombang terbesar. Dalam prakteknya hal ini tidak mungkin. Gambar 6.5 menggambarkan kisaran tinggi gelombang yang terjadi dalam waktu yang pendek pada suatu lokasi – tidak ada pola yang jelas untuk variasi tinggi gelombang.

Untuk aplikasi penelitian gelombang, diharuskan memilih sebuah tinggi gelombang yang merupakan karakteristik dari kondisi laut. Yang digunakan oleh para ahli oseanografi adalah tinggi gelombang signifikan atau $H_{1/3}$, yaitu tinggi gelombang rata – rata dari 1/3 tinggi gelombang yang tertinggi dari semua gelombang yang terjadi dalam periode waktu tertentu. Dalam pencatatan gelombang, terdapat juga tinggi gelombang maksimum, H_{max} . Prediksi H_{max} untuk periode waktu tertentu merupakan harga yang penting dalam desain bangunan seperti halangan banjir, instalasi pelabuhan, dan platform pengeboran. Untuk membangun bangunan ini tingkat keselamatan yang tinggi seharusnya tidak mahal, tetapi dengan perkiraan H_{max} yang salah dapat menyebabkan konsekuensi yang tragis. Namun perlu diperhatikan kejadian yang acak dari H_{max} . Gelombang dengan H_{max} (25 th) akan terjadi 1 kali setiap 25 tahun. Ini tidak berarti gelombang

tersebut otomatis terjadi dalam 25 tahun sekali mungkin dengan perioda waktu yang lebih lama tidak terjadi gelombang tersebut.

6.2 BENTUK GELOMBANG

Untuk menyederhanakan teori gelombang permukaan, diasumsikan bentuk gelombang adalah sinusoidal yang dinyatakan oleh Kurva pada gambar 6.1 dan 6.6. asumsi ini menyatakan perpindahan gelombang (η) sebagai gerakan harmonik sederhana yaitu variasi getaran dalam level air yang disebabkan oleh lintasan gelombang. Gambar 6.1 menunjukkan bagaimana variasi perpindahan (displacement) terhadap jarak pada waktu yang tetap, sebuah potret dari gelombang yang lewat di mana gambar 6.6 menunjukkan bagaimana variasi gelombang terhadap waktu pada titik tertentu.

6.2.1 Gerakan Partikel Air

Partikel air di laut dalam bergerak dalam bentuk hamper lingkaran. Di puncak gelombang, partikel bergerak dalam arah yang sama dengan penjalaran gelombang, dan di lembah bergerak dalam arah yang berlawanan. Di permukaan, diameter orbital berkaitan dengan tinggi gelombang, tetapi diameter tersebut mengecil secara eksponensial dengan bertambahnya kedalaman hingga kedalaman air sama dengan $\frac{1}{2}$ panjang gelombang dan diameter orbital diabaikan dan tidak ada perpindahan partikel air. (Gambar 6.8 (a))

Perlu disadari bahwa orbit tersebut hanya diperkirakan berbentuk lingkaran. Ada sedikit komponen dari gerakan ke depan, biasanya pada gelombang dengan amplitudo yang besar, sehingga orbit tidak begitu berdekatan dengan air saat di puncak. Perpindahan ke depan yang kecil ini dalam arah perjalanan gelombang disebut aliran gelombang (wave drift) di perairan dangkal dimana kedalaman air lebih kecil dari $\frac{1}{2}$ panjang gelombang orbit menjadi lebih di atas dengan kedalaman.

Gerakan partikel air alami di dalam gelombang merupakan aplikasi praktis kurang penting. Misalnya air bawah laut hanya mempunyai kedalaman 150

6.2.2 Teori Gelombang Permukaan

Terdapat hubungan matematik antara karakteristik panjang gelombang (L), periode (T) dan tinggi gelombang (H) terhadap kecepatan gelombang dan energi gelombang di laut dalam.

6.2.3 Kecepatan Gelombang Di Laut Dalam Dan Perairan Dangkal

Perlu diperhatikan bahwa kecepatan gelombang yang telah disebutkan di atas adalah untuk gelombang yang berjalan di laut dalam. Di perairan dangkal, kedalam air berpengaruh pada kecepatan gelombang, kecepatan gelombang dapat dinyatakan dalam persamaan :

π

Dimana kecepatan gravitasi bumi, $g = 9,8 \text{ ms}^{-2}$, L = panjang gelombang (m) dan d = kedalaman air (m), \tanh adalah fungsi matematik yang disebut tangen hiperbolik. Jika x kecil, misalnya kurang dari 0,05 maka $\tanh x \approx x$ jika x lebih besar dari π , $\tanh x = 1$

6.2.4 Asumsi -Asumsi Dalam Teori Gelombang Permukaan

Teori gelombang sederhana dalam bagian 6.2.2 dan 6.2.3 dengan asumsi sebagai berikut :

1. Bentuk gelombang adalah sinusoidal.
2. Amplitudo gelombang sangat kecil disbanding dengan panjang gelombang dan kedalaman air
3. Viskositas dan tegangan permukaan diabaikan.
4. Gaya koriolis dan vortisitas, yang keduanya bergantung pada rotasi bumi dapat diabaikan
5. Kedalaman air seragam dan dasar air tidak ada benjolan – benjolan

6. Gelombang tidak didefleksi oleh daratan penghalang yang lain
7. Gelombang tiga dimensi analog dengan model dua dimensi.

Tidak ada asumsi di atas yang valid, tetapi dalam prakteknya, prediksi dengan menggunakan model gelombang permukaan yang sederhana cukup mendekati perilaku gelombang yang dibangkitkan oleh angin.

6.3 DISPERSI GELOMBANG DAN KECEPATAN KELOMPOK

Gelombang perairan dalam yang mempunyai gelombang terpanjang dan periode terbesar berjalan paling cepat dan yang pertama tiba di daerah dari badai yang membangkitkan. Penyebaran gelombang ini dengan laju yang berbeda disebut dispersi dan persamaan 6.4 dikenal sebagai persamaan dispersi.

Percobaan sederhana dari pelemparan batu ke kolam menunjukkan pita riak yang bertambah lebar dengan panjang gelombang yang lebih besar merambat dengan jarak yang lebih kecil, sebagai contoh dispersi.

Masing-masing riak berjalan lebih cepat dari pada pita riaknya, riak terlihat di belakang pita, berjalan terus dan menghilang di depan. Kecepatan pita tersebut disebut kecepatan kelompok (group speed), yang berkisar $\frac{1}{2}$ kecepatan gelombang dari masing-masing riak yang berjalan melalui pita.

Untuk memahami hubungan antara kecepatan gelombang dengan kecepatan kelompok (group speed), efek tambahan dari dua set gelombang perlu ditentukan. Jika perbedaan antara panjang gelombang dari dua set gelombang relatif kecil, kedua set tersebut akan "tercampur" dan menghasilkan sebuah set tunggal dari gelombang resultan.

Gambar 6.9 menunjukkan contoh percampuran sederhana dan ideal, di mana puncak dua rentetan gelombang yang bertepatan, amplitudo gelombang ditambahkan dan gelombang resultan dua kali dari amplitudodua gelombang asal, di mana dua rentetan keluar dari fasa yaitu di mana 1 rentetan gelombang bertepatan dengan lembah gelombang yang lain, permukaan air mempunyai perpindahan yang minimal.

Dua komponen rentetan gelombang kemudian berinteraksi, masing – masing kehilangan identitasnya dan membentuk kombinasi menjadi kelompok (group), dipisahkan oleh daerah – daerah yang hampir bebas dari gelombang. Group gelombang berkembang lebih lambat dari gelombang individu dalam kelompok, dalam hal kejadian dan perambatannya, kecepatan kelompok (group) lebih signifikan dari kecepatan gelombang individual. Gelombang individual tidak bertahan lama di laut terbuka, hanya selama melewati lembah kelompok. Gambar 6.10 menunjukkan hubungan antara kecepatan gelombang (biasanya disebut kecepatan fase) dan kecepatan kelompok di laut terbuka. Jika 2 set gelombang tercampur untuk menghasilkan rentetan kelompok gelombang, kecepatan kelompok (group speed) (c_g) adalah perbedaan antara dua frekuensi sudut (σ_1 dan σ_2) dibagi dengan perbedaan antara dua bilangan gelombang (k_1 dan k_2) yaitu :

$$c_g = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{k_1 - k_2}$$

$$k_1 - k_2$$

Pada bagian 6.2.3 ditunjukkan bahwa T dan L (dan kemudian σ dan k) dapat dinyatakan dalam istilah c , kecepatan gelombang. (pers. 6.7). c_g dapat dinyatakan dalam kecepatan c_1 dan c_2 dari 2 rentetan gelombang. Persamaannya menjadi :

Jika c hampir sama dengan c_2 , persamaan 6.8 menjadi :

Dimana c adalah kecepatan rata-rata dari dua rentetan gelombang

Apa yang terjadi pada kecepatan kelompok (group speed), jika gelombang memasuki perairan dangkal ?

Persamaan 6.3 menunjukkan bahwa jika perairan menjadi dangkal panjang gelombang menjadi kurang penting dan kedalaman air menjadi penting, dalam penentuan kecepatan gelombang, karenanya kecepatan gelombang di perairan dangkal mendekati kecepatan kelompok (group

speed), bahwa pada kedalaman kurang dari $L/20$, semua gelombang berjalan dengan kecepatan yang sama pada kedalaman yang ditentukan, tidak akan ada percampuran gelombang, karena itu masing – masing gelombang mewakili kelompoknya sendiri, sehingga di perairan dangkal kecepatan gelombang mewakili kecepatan “kelompok”nya masing – masing, sehingga di perairan dangkal kecepatan kelompok menjadi sama dengan kecepatan gelombang.

6.4 ENERGI GELOMBANG

Energi gelombang terbagi menjadi dua bentuk :

1. Energi kinetik, di mana energi yang terdapat dalam gerakan orbital partikel air.
2. Energi potensial, ialah energi yang dimiliki partikel ketika dipindahkan dari posisi rata – ratanya

Energi total per satuan luas :

$$E = 1 / 8 (\rho g H^2)$$

Di mana ρ adalah densitas air (kg.m^{-3}), $g = 9,8 \text{ ms}^{-2}$ dan H adalah tinggi gelombang (m). Energi (E) dalam satuan joule per meter kuadrat (Jm^{-2})

6.4.1 Perambatan Energi Gelombang.

Gambar 6.9 dan 6.10 menunjukkan bahwa di laut dalam gelombang berjalan dalam kelompok, dengan luas gangguan yang minimal di antara kelompok – kelompok. Gelombang individu terletak di depan masing – masing kelompok. Jelas bahwa tidak ada energi yang ditransmisikan ke kawasan di mana tidak ada gelombang yaitu di antara kelompok – kelompok. Transmisikan energi akan menjadi maksimum jika gelombang dalam kelompok mencapai ukuran maksimum. Energi berada dalam kelompok gelombang, dan dirambatkan pada kecepatan kelompok. Laju di mana energi dirambatkan per satuan panjang dari puncak gelombang disebut daya gelombang. Dan merupakan hasil dari kecepatan kelompok (c_g) dan energi gelombang per satuan luas (e)

Daya gelombang dapat menjadi sumber energi alternatif dan telah digunakan dalam skala kecil untuk mengisi baterai pada cahaya pelayaran Buoy.

Pemanfaatan energi gelombang pada skala besar menghasilkan banyak masalah, seperti :

1. Kondisi laut harus dipastikan menyediakan gelombang dengan amplitudo yang cukup untuk membuat konversi yang berguna.
2. Instalasi dapat membahayakan pelayaran atau ekosistem laut. Energi gelombang alami di mana baris konversi yang panjangnya beberapa kilometer diperlukan untuk membangkitkan elektrisitas yang sebanding dengan stasiun listrik konvensional. Hal ini dapat membentuk keramaian di perairan lepas pantai, yang mungkin bercampur dengan rute kapal, walaupun kondisi laut lebih tenang pada sisi pantai. Kondisi yang lebih tenang mengurangi sirkulasi air, sedikit transport sediment dan meningkatnya pertumbuhan binatang dan tumbuhan laut. Polutan kurang terbilas / dicucikan dari lingkungan.
3. Biaya capital dari stasiun listrik terapung dan hubungan transmisi energi dan system penyimpanan sangat besar. Instalasi memerlukan kekuatan yang cukup untuk mengatasi kondisi badai, serta cukup sensitif untuk dapat membangkitkan daya dari kisaran ukuran gelombang yang lebih besar. Untuk skala yang besar memerlukan biaya yang sangat mahal daripada sumber energi konvensional. Daya gelombang dengan skala yang relatif kecil lebih memungkinkan seperti yang ditunjukkan oleh Norwegia, pada tahun 1985 dengan daya 850 KW. Mesin ini terletak di pantai barat Norwegia, di mana gelombang memasuki teluk sempit dan terjadi peningkatan tinggi gelombang dan energi.

6.4.2 Swell

Permukaan laut jarang sekali diam, bahkan jika tidak ada angin permukaan laut seperti "cermin" pengamat yang baik akan melihat

gelombang dengan panjang gelombang yang sangat besar (katakanlah 300 – 600) dan hanya beberapa cm amplitudonya. Pada waktu lain laut dengan pembangkitan gelombang secara local dan panjang gelombang yang kecil dan berjalan dengan gelombang kecil, mungkin pada sudut angin yang besar, gelombang yang lain dengan panjang gelombang yang besar. Gelombang yang lama tersebut disebut swell, di mana secara sederhana didefinisikan sebagai gelombang yang dibangkitkan di suatu tempat dan berjalan jauh dari tempat asalnya.

Pengamatan yang sistematis menunjukkan bahwa angin local dari gelombang memberikan efek yang sangat kecil pada ukuran dan perjalanan gelombang swell. Swell dapat melewati laut yang dibangkitkan secara local tanpa halangan atau interaksi. Hal ini karena jika gelombang – gelombang swell meninggalkan daerah badai tetapi tinggi gelombang secara perlahan berkurang, disebabkan atenuasi (bagian 6.4.3) jika gelombang berkurang menjadi beberapa cm gelombang swell menjadi tidak cukup curam untuk dipengaruhi secara signifikan oleh angin.

Di lautan kita menemukan gelombang berjalan dalam beberapa arah. Untuk mendapatkan deskripsi yang sempurna dari permukaan yang sempurna dari permukaan laut, amplitudo frekuensi dan arah perjalanan masing – masing - masing komponen diperlukan distribusi energi dari permukaan dapat dihitung, tetapi seperti yang dibayangkan, proses yang kompleks di laut memerlukan peralatan yang mahal untuk mengukur karakteristik gelombang dan fasilitas computer untuk perhitungannya.

Satu atau lebih dari komponen laut mungkin saja gelombang panjang atau swell dari suatu badai yang jauh. Dalam prakteknya sekitar 90 % energi dari permukaan laut menjalar dengan sudut 45^0 dari arah angin. Konsekuensinya, gelombang yang dibangkitkan oleh badai di daerah local di laut yang besar menyebar keluar sebagai segmen sebuah

lingkaran. (gambar 6.11) jika keliling lingkaran bertambah, maka energi persatuan panjang akan mengecil, sehingga energi total dari segmen tetap sama. Gelombang dengan periode terlama berjalan paling cepat dan gelombang medahului berjalan dari frekuensi yang lebih tinggi (periode pendek). Dekat badai, dispersi mungkin didefinisikan, tetapi lebih jauh bergerak dari lokasi badai, lebih jelas penyebaran gelombang dengan perbedaan frekuensi.

Jika dicatat gelombang yang datang berasal dari badai yang jatuh jaraknya (lebih dari 1000 km), akan terlihat puncak spektrum energi gelombang yang bergerak dalam frekuensi yang lebih tinggi. Dengan pencatatan dapat dihitung kecepatannya. Dari suatu set kecepatan, sebuah grafik dapat diplot untuk memperkirakan waktu dan tempat asal gelombang swell tersebut. Sebelum adanya satelit meteorologi, metode ini sering digunakan untuk menentukan di mana dan kapan terjadi badai.

6.4.3 Atenuasi Energi Gelombang

Atenuasi termasuk kehilangan atau disipasi energi gelombang, yang menghasilkan pengurangan tinggi gelombang. Energi didisipasi dalam 4 cara :

1. White – capping, di mana transfer energi gelombang menjadi energi kinetik dari pergerakan air, kemudian memperkuat arus permukaan yang digerakkan oleh angin.
2. Atenuasi viskositas, yang menjadi penting hanya untuk gelombang kapiler yang berfrekuensi sangat tinggi termasuk disipasi energi menjadi panas oleh gesekan antara molekul air
3. Hambatan udara, yang berlaku pada gelombang dengan kecuraman yang besar yang meninggalkan daerah pembentukannya dan memasuki daerah tenang atau angin arahnya berlawanan.

4. Interaksi gelombang non-linier, yang lebih kompleks dari kombinasi yang sederhana dari frekuensi untuk menghasilkan kelompok gelombang yang diterangkan pada bagian 6.3

Interaksi non-linear menjadi berarti dalam kisaran frekuensi $0.2 - 0.3 \text{ s}^{-1}$. Kelompok dari 3 atau 4 frekuensi dapat berinteraksi dalam cara non-linear kompleks, untuk mentransfer energi gelombang dari frekuensi yang lebih tinggi atau yang lebih rendah. Analog yang kasar adalah pada tumbukan 2 tetesan air. Kombinasi linier terjadi pada penggabungan 2 tetesan air menjadi 1 tetesan air yang lebih besar, di mana kombinasi non-linier sama dengan tumbukan di antara tetesan – tetesan dengan ukuran yang berbeda. Jumlah air dalam tetesan tersebut (analog dengan jumlah energi gelombang) adalah sama sebelum dan sesudah tumbukan. Kemudian interaksi gelombang non-linear tidak ada kehilangan energi, karena energi secara perlahan, karena gelombang dengan frekuensi yang lebih tinggi biasanya mendisipasi energi dalam metoda yang digambarkan dalam 1 dan 2 di atas. Contohnya, gelombang dengan frekuensi yang lebih tinggi biasanya curam dan cenderung untuk white-capping. Seperti yang kita lihat pada bagian 6.4.2 dalam kasus pembentukan gelombang swell terdapat sangat sedikit kehilangan energi gelombang yang disebabkan oleh penyebaran melalui front yang lebih lebar. Atenuasi gelombang paling besar dalam daerah pembentukan badai, di mana gelombang dengan banyak frekuensi, dan lebih banyak kesempatan untuk energi bertukar antara gelombang dengan frekuensi dalam kisaran $0.2 - 0.3 \text{ s}^{-1}$.

PASANG SURUT

Gelombang-gelombang laut yang paling panjang adalah yang berhubungan dengan pasang surut, dan dikarakterisasi oleh naik dan turunnya permukaan laut yang berirama setelah periode beberapa jam. Pasang naik biasanya disebut sebagai aliran /flow (atau flood), sedangkan pasang turun dinamakan surut (ebb). Istilah surut dan aliran pada pasang surut juga biasa digunakan untuk mengartikan arus-arus pasang itu sendiri (dan, tentu saja, pasang 'flood' lebih sering digunakan daripada 'aliran/flow'). Dari awal mulanya telah diketahui bahwa ada hubungan antara pasang surut dengan matahari dan bulan. Pasang surut dalam keadaan tertinggi pada saat bulan sedang purnama atau baru, dan waktu-waktu pasang surut yang tinggi pada lokasi tertentu dapat diperkirakan (tapi tidak tepat sekali) dihubungkan dengan posisi bulan di langit. Karena pergerakan relatif bumi, matahari dan bulan cukup rumit, maka mengakibatkan pengaruh mereka akan peristiwa pasang surut menghasilkan pola-pola kompleks pasang surut dapat dirumuskan dengan tepat, walaupun respon lautan atas gaya-gaya ini dimodifikasikan oleh efek-efek permanen topografi dan efek sementara dari pola-pola cuaca.

7.1 Gaya-Gaya Yang Menghasilkan Pasang Surut Sistem

Bulan-Bumi

Bumi dan bulan membentuk suatu system tunggal, saling berputar mengelilingi pusat massa, dengan periode 27.3 hari. Orbit-orbitnya sebenarnya agak berbentuk elips, tapi untuk mempermudah kita akan menganggapnya lingkaran untuk sementara waktu. Secara eksentrik bumi berputar mengelilingi pusat massa, yang berarti bahwa semua titik dalam dan di atas bumi mengikuti jalur-jalur yang melingkar, yang mempunyai jari-jari yang sama (dua contoh diperlihatkan pada gambar 7.1 pada titik C dan X). Tiap titik juga akan memiliki kecepatan sudut yang sama yaitu $2\pi/27.3$ hari. Karena kecepatan sudut dan jari-jari lingkaran yang dilalui,

adalah sama untuk semua titik, sehingga semua titik di atas dan dalam bumi mengalami percepatan yang sama (hasil dari jari-jari dan kuadrat kecepatan sudut) dan karena itu gaya sentrifugal yang sama dihasilkan dari pergerakan yang eksentrik ini.

Pergerakan eksentrik ini sama sekali tidak berhubungan dengan rotasi (perputaran) bumi pada porosnya, dan jangan keliru, ataupun gaya sentrifugal yang disebabkan pergerakan eksentrik disalahartikan dengan gaya sentrifugal yang disebabkan perputaran bumi yang bertambah terhadap jarak dari sumbu axisnya, sedangkan gaya yang disebabkan oleh pergerakan eksentrik adalah sama pada semua titik di bumi.

Apabila anda menganggap konsep ini sulit, analogi sederhana berikut ini mungkin dapat menolong. Bayangkan anda sedang memutar sekumpulan kecil kunci pada jarak yang pendek (kira-kira 25 cm) dari rantai. Kunci-kunci melambangkan bulan, dan tangan anda melambangkan bumi. Anda merotasikan tangan anda dengan eksentrik (tapi tidak seperti perputaran bumi), dan semua titik di atas dan dalam tangan anda mengalami kecepatan sudut yang sama dan gaya sentrifugal yang sama. Asal kumpulan kunci anda tidak terlalu besar, pusat massa sistem 'tangan dan kunci' berada di tangan anda.

Gaya sentrifugal total pada sistem bumi-bulan menyeimbangkan gaya tarik gravitasi yang bekerja diantara dua benda, jadi secara keseluruhan sistem berada dalam keseimbangan. Gaya-gaya sentrifugal diarahkan secara paralel pada suatu garis yang menghubungkan pusat bumi dan bulan (lihat gambar 7.2). Sekarang bayangkan jarak gaya gravitasi yang didesakkan bulan atas bumi. Ini tidak akan sama untuk semua titik pada permukaan bumi, karena tidak semua titik ini berjarak sama dari bulan. Jadi, titik-titik pada bumi yang terdekat ke bulan akan mengalami gaya tarik gravitasi yang lebih kuat dari bulan daripada titik-titik pada sisi sebaliknya dari bumi. Lebih jauh lagi arah gaya tarik gravitasi bulan pada

semua titiknya akan diarahkan ke pusat bulan, dan karena itu, kecuali pada garis yang menghubungkan pusat bumi dan bulan, tidak akan sepenuhnya paralel terhadap arah gaya-gaya sentrifugal. Resultannya (yaitu efek gabungan) dari dua gaya tersebut dikenal sebagai gaya yang menghasilkan pasang surut, dan bergantung pada posisinya dipermukaan bumi yang dihubungkan dengan bulan, dapat diarahkan menuju, sejajar, atau menjauh dari permukaan bumi. Kekuatan relatif dan arah (tidak terlalu tepat pada skala) dari gaya-gaya yang terlibat diperlihatkan pada gambar 7.2.

Gaya gravitasi (F_g) antara dua benda dirumuskan sebagai:

$$F_g = \frac{GM_1M_2}{R^2}$$

Dimana M_1 dan M_2 adalah massa dari kedua benda, R adalah jarak antara kedua pusat benda, dan G adalah konstanta universal ($6.6 \times 10^{-11} \text{Nm}^2\text{kg}^{-2}$).

Anda mungkin bingung akan bagaimana mengartikan persamaan 7.1 dengan pernyataan pada gambar 7.2 bahwa jarak gaya penghasil pasang surut yang didesakkan oleh bulan pada bumi berbanding terbalik dengan pangkat tiga dari jarak. Bayangkan titik bertanda E pada gambar 7.3. Gaya tarik gravitasi bulan pada E (F_{gE}) lebih besar daripada di pusat bumi, karena E lebih dekat ke bulan dengan jarak dari radius bumi (a).

Karena gaya gravitasi yang didesakkan bulan pada suatu titik di pusat bumi sama dan berlawanan dengan gaya sentrifugal di sana, gaya penghasil pasang surut pada pusat bumi adalah nol. Sekarang gaya sentrifugal adalah sama dengan di pusat bumi, sehingga kita dapat mengganti pernyataan pada sisi-kanan dari persamaan 7.1 (yaitu GM_1M_2/R^2) untuk gaya sentrifugal.

Gaya penghasil pasang surut pada E (TPF_E) dirumuskan oleh gaya yang disebabkan oleh daya tarik gravitasi bulan pada E (F_{gE}) minus gaya sentrifugal pada E, yaitu:

$$TPF_E = \frac{GM_1M_2}{(R^2 - a)^2} - \frac{GM_1M_2}{R^2}$$

yang mana dapat disederhanakan menjadi :

$$TPF_E = \frac{GM_1M_2 a (2R - a)}{(R^2 - (R - a)^2)}$$

a sangat kecil dibandingkan dengan R, jadi $2R - a$ dapat dihitung sebagai $2R$, dan $(R - a)^2$ menjadi R^2 , perkiraannya sebagai berikut :

$$TPF_E = \frac{GM_1M_2 2a}{R^3}$$

Persamaan tersebut sedikit lebih kompleks untuk titik-titik pada bumi yang tidak berada tepat pada garis yang menghubungkan pusat bumi dan bulan. Sebagai contoh, pada titik P gambar 7.3(a), daya tarik gravitasi (F_{gP}) akan menjadi, pada perkiraan pertama :

$$T_{gP} = \frac{GM_1M_2}{(R - a \cos \psi)^2}$$

Panjang $a \cos \psi$ ditandai pada gambar 7.3 (a)

Sebelum dilanjutkan, lihat kembali gambar tersebut gaya penghasil pasang surut local yang akan berpengaruh paling besar pada pasang surut.

Mungkin anda telah menganggap titik E sebagai jawaban. Tentu saja, E paling dekat ke bulan, dan karena itu adalah satu di antara dua titik di

mana perbedaan antara gaya sentrifugal dan gaya gravitasi yang didesakkan bulan paling besar. Bagaimanapun, semua resultan gaya penghasil pasang surut beraksi secara vertical terhadap tarikan gravitasi bumi sendiri, yang terjadi sekitar 9×10^6 kali lebih besar daripada gaya penghasil pasang surut karena itu efek local dari gaya-gaya penghasil pasang surut pada E dapat ditiadakan. Argumen yang serupa dilakukan pada titik A, kecuali bahwa F_{gA} lebih kecil dari gaya sentrifugal, dan sebagai akibatnya gaya penghasil bulan (lihat juga gambar 7.3 (b)).

Pada titik-titik B,D,F dan H di gambar 7.2 (yang terletak pada lingkaran kecil yang ditegaskan pada gambar 7.3 (a)), efek-efek dari gaya-gaya penghasil pasang surut adalah yang paling besar, karena pada masing – masing ada komponen horizontal yang besar, karena (dikenal sebagai gaya tarik) dari gaya penghasil pasang surut. Gaya tarikhlah yang menyebabkan air bergerak, karena, walaupun kecil dibandingkan dengan medan gravitasi bumi, komponen horizontalnya tidak ada perlawanan dari gaya lateral lainnya (terpisahdr pergeseran dasar laut, yang mana diabaikan dalam konteks ini). Gambar 7.3(b) memperlihatkan di mana pada bumi gaya-gaya tarik adalah maksimum ketika bulan ada di evakuator. Pada kasus yang sederhana ini, gaya-gaya tarik akan mengakibatkan pergerakan total air menuju titik A dan E pada gambar 7.3 (b). Dengan kata lain, keadaan yang seimbang akan dicapai (sebut saja pasang surut keseimbangan) menghasilkan suatu elips dengan dua tonjolannya yang diarahkan menuju dan menjauhi bulan. Jadi, berlawanan asas, walaupun gaya-gaya penghasil pasang surut adalah minimal pada A dan E, titik-titik tersebut adalah arah yang dituju air.

Pendeknya, elips tersebut tidak berkembang, karena bumi berotasi pada sumbunya. Kedua tonjolan, untuk berada pada posisi relatif yang sama terhadap bulan, akan mengelilingi dunia pada kecepatan yang sama (tapi dengan arah yang berlawanan) selama bumi berotasi berhubungan dengan bulan.

Karena bulan berevolusi terhadap pusat massa bumi-bulan sekali dalam 27,3 hari, pada arah yang sama seperti bumi berotasi pada sumbunya (yang sekali dalam 24 jam), periode rotasi bumi berkenaan dengan bulan adalah 24 jam dan 50 menit (hari bulan). Ini alasan mengapa waktu-waktu pasang naiknya pada banyak tempat hampir satu jam lebih lama setiap hari berturut-turut (gambar 7.4).

Konsep pasang surut setimbang dikembangkan oleh Newton pada abad ketujuhbelas. Jawaban anda atas soal 7.2 menunjukkan bahwa pasang surut setimbang tidak dapat muncul pada garis-garis lintang rendah di bumi. Bagaimanapun, secara teori pasang surut setimbang memperlihatkan periosisitas dari pasang surut pada basis semi-diumal selama 12 jam dan 25 menit.

7.1.1 Variasi Dalam Pasang Surut Yang Disebabkan Oleh Bulan

Posisi-posisi relatif dan orientasi dari bumi dan bulan tidak konstan, tapi berbeda-beda tergantung kepada jumlah lingkaran orbit yang berinteraksi. Sejauh pengertian sederhana dari mekanisme efek signifikan terhadap pasang surut.

1. Deklinasi Bulan

Orbit bulan tidak terletak pada bidang Ekuator bumi, tetapi condong dengan sudut 28° . Ini berarti garis yang menghubungkan pusat bumi dengan bulan berjarak sekitar 28° pada satu sisi dari bidang ekuator, di atas putaran 27,2 hari (jangan bingung dengan periode 27,3 hari system rotasi bumi-bulan yang diberikan pada bagian 7.1. Bagi peneliti di bumi, jalur-jalur yang berturut-turut bulan melalui angkasa tampak naik dan turun lamanya sekitar 27,2 hari putaran, dengan cara serupa dengan variasi jalur matahari yang jelas selama satu tahun putaran. Ketika bulan berada pada sudut deklinasi yang besar, bidang kedua tonjolan akan mengimbangi dihubungkan dengan Ekuator, dan efeknya pada garis lintang yang diberikan akan tidak sama terutama garis-garis lintang menengah. Karena itu tinggi yang dicapai oleh pasang surut semi-

diurnal(yaitu dua kali sehari) akan memperlihatkan diurnal (yaitu setiap hari) yang tidak sama (gambar 7.5).

Pada deklinasi maksimum 28° bulan (kira-kira) diatas salah satu 'Tropics' (garis lintang 23°), variasi diurnalnya paling besar, dan pasang surutnya dikenal sebagai pasang surut tropis, sedangkan pada saat minimum (nol) deklinasi (dimana bulan berada secara vertical di atas Ekuator), tidak terdapat variasi diurnal dan pasang surut disebut pasang surut ekuatorial.

2. Orbit Elips Bulan

Orbit bulan pada pusat massa bumi-bulan tidak berbentuk lingkaran tetapi elips. Variasi akibatnya pada jarak dari bumi ke bulan menghasilkan variasi yang sesuai dalam gaya-gaya penghasil pasang surut. Ketika bulan berada paling dekat ke bumi, ini disebut dalam keadaan perigee, dan gaya penghasil pasang surut dari bulan ini meningkat sampai 20% di atas nilai rata-rata. Ketika bulan berada paling jauh dari bumi, disebut keadaan apogee, dan gaya penghasil pasang surut berkurang sekitar 20% di bawah nilai rata-rata, interval antara perigee yang berturut-turut adalah 27,5 hari.

7.2 Gaya-Gaya Penghasil Pasang Surut –Sistem Bumi - Matahari

Matahari juga berperan sbg agen pembuat pasang surut. Seperti bulan, matahari menghasilkan gaya-gaya tarik dan tonjola-tonjolan pasang surut yang seimbang. Jarak gaya penghasil pasang surut matahari kira-kira 0,46 dari bulan, karena walaupun massanya jauh lebih besar dibandingkan bulan, matahari 360 kali jauhnya dari bumi. Seperti kita lihat pada bagian 7.1, gaya-gaya penghasil pasang surut berbeda-beda searah dengan massa benda yang tarik menarik, tetapi berbanding terbalik dengan pangkat tiga jaraknya dari bumi. Kedua pasang surut setimbang matahari yang dihasilkan menjalar ke arah timur. Jadi pasang surut matahari memiliki periode diurnal selama dua belas jam.

Jika tinggi relatif dari ke dua pasang surut semi-diurnal bulan dipengaruhi oleh deklinasi bulan, maka ada ketidaksamaan diurnal pada komponen pasang surut yang disebabkan oleh matahari karena deklinasi matahari.

Deklinasi matahari berubah-ubah pada putaran tahunannya, dan berjarak 23° pada salah satu sisi dari bidang ekuatorial.

Seperti dalam kasus orbit bulan di sekeliling bumi, orbit bumi di sekeliling matahari berbentuk elips, dengan jarak minimum-matahari berturut-turut, ketika bumi dikatakan dalam keadaan perihelion, dan jarak maksimum, ketika dikatakan pada keadaan aphelion. Bagaimanapun, perbedaan jarak antara perihelion dan aphelion hanya sekitar 4% dibandingkan dengan perbedaan sekitar 13% antara perigee dan apogee.

7.2.1 Interaksi Pasang Surut Matahari Dan Bulan

Untuk mengerti interaksi antara pasang surut matahari dan bulan, sangat menolong dengan menganggap kasus yang paling sederhana, di mana deklinasi matahari dan bulan keduanya nol. Gambar 7.6 memperlihatkan kondisi ini, melihat ke bawah dari atas kutub utara. Arah rotasi bumi ditunjukkan dengan arah panah, dan pasang surut matahari dan bulan diperlihatkan secara diagramatis. Perputaran yang lengkap dari seluruh peristiwa memakan waktu 29,5 hari.

Perubahan deklinasi matahari dan bulan yang tetap, dan variasi siklus posisi terhadap bumi, menghasilkan komponen yang sangat harmonik, yang masing – masing berkontribusi pada pasang surut di sembarang waktu dan tempat. Salah satu situasi yang menarik adalah pasang surut astronomis tertinggi, yakni yang akan menciptakan gaya penghasil pasang surut terbesar, dengan bumi pada perihelion, bulan pada perigee, matahari dan bulan saling berkonjungsi serta matahari dan bulan berada pada deklinasi nol. Kombinasi langka demikian akan menghasilkan jangkauan pasang surut yang lebih besar dari normal. Sebagai contoh, jangkauan pasang surut normal di Newlyn, Cornwall, adalah sekitar 3,5 m, jangkauan rata-rata pasang surut spiral adalah sekitar 5 m, dan jangkauan pasang surut astronomis tertinggi adalah sekitar 6 m. Namun, demikian jangan terburu-buru menjual lahan di sisi pantai yang mungkin anda miliki-kejadiandemikian tidak akan terjadi sampai tahun 6580.

7.3 Teori Dinamis Pasang Surut

Newton, dalam memformulasikan teori keseimbangan pasang surut, sangat menyadari inkonsistensi antara keseimbangan pasang surut yang diprediksi dan pasang surut yang teramati, namun tidak mempelajarinya lebih lanjut. Terdapat sejumlah alasan mengapa pasang surut yang sebenarnya tidak berlaku seperti pasang surut seimbang:

1. panjang gelombang pasang surut relatif cukup besar terhadap kedalaman laut, sehingga bergerak sebagai gelombang perairan dangkal dan kecepatannya adalah $c = \sqrt{gd}$ (persamaan 6.5). Kecepatan gelombang apapun yang lebih panjang dari beberapa kilometer terbatas sekitar 230 ms^{-2} di laut terbuka, lebih lambat di laut yang lebih dangkal
2. keberadaan massa tanah mencegah gumpalan pasang surut secara langsung mengelilingi bola dunia, dan bentuk cekungan lautan menghambat arah pergerakan pasang surut.
3. Kecepatan rotasi bumi pada sumbunya terlalu cepat untuk dikejar oleh inersia massa air dalam waktu yang cukup untuk menghasilkan pasang surut seimbang secara langsung. Selang waktu dalam reaksi lautan terhadap gaya tarik tidak dapat dihindarkan – dan hal tersebut menguntungkan karena bila tidak demikian maka setiap pasang surut naik akan dengan cara yang sama dengan tsunami yang sangat besar.
4. gerakan lateral air yang diinduksi oleh gaya penghasil pasang surut berkaitan dengan gaya coriolis, yang mendorong arus air pasang surut secara *cum sole* (*cum sole* secara literal berarti dengan matahari, yakni ke kanan atau searah jarum jam, di belahan bumi selatan).

Teori dinamis mengenai pasang surut dikembangkan selama abad ke-18 oleh ilmuwan dan ahli matematika seperti bernouli, Euler, dan Laplace. Mereka mencoba untuk memahami pasang surut dengan mempertimbangkan bagaimana kedalaman dan konfigurasi sekungan laut, gaya Coriolis, gaya inersia dan gesekan akan mempengaruhi

perilaku cairan oleh gaya ritmik. Sebagai akibatnya, teori dinamis pasang surut menjadi rumit, dan solusi dari persamaan akan cukup kompleks. Walaupun demikian, teori dinamis telah didefinisikan ulang, dan pasang surut teoritis dapat dihitung dengan ketepatan yang cukup dekat dengan pasang surut yang diamati. Teori dinamis pasang surut sebaiknya dipahami dengan mempertimbangkan situasi paling sederhana, dimana matahari dan bulan berada pada deklinasi nol, dan dalam syzygy, sehingga pasang surut matahari dan bulan bertemu. Kita hanya tinggal memikirkan satu pasang surut setimbang saja. Jawaban bagi soal 7.2 memperlihatkan bahwa kedalaman lautan yang lebih besar 20 km akan diperlukan untuk pasang surut setimbang teoritis pada katulistiwa untuk menyamai lintasan bulan mengelilingi bumi. Karena lautan di semua tempat memiliki kedalaman kurang dari 20 km, pasang surut sebenarnya akan berkurang seimbang dengan pasang surut setimbang, yakni akan terjadi selang.

Pada lintang di atas 26° , selang pasang surut lebih sebentar dari 6 jam 12 menit. Selang yang tepat selalu konstan untuk suatu tempat tertentu, namun berkurang dengan meningkatkan derajat lintang, sampai selang nol pada sekitar lintang 65° . Perhatikan kecepatan pasang surut setimbang di sekeliling lingkaran Antartic ($66,5^\circ$ S). Jarak mengelilingi lingkaran adalah sekitar 17.300 km, dan kecepatan linier adalah sekitar 190 ms^{-1} , yang lebih kecil dari kecepatan gelombang pasang surut yang diasumsikan ketika menjawab soal 7.6(a). Sehingga tidak terjadi selang dan pasang surut setimbang bulan teoritis, dan dalam teori, pasang naik akan terjadi pada (dan setelah 12 jam 25 menit) lintasan bulan. Pasang surut dengan sifat demikian dinamakan pasang surut langsung. Menurut teori dinamis, semua pasang surut pada lintang rendah (lebih kecil dari 26°) akan menjadi pasang surut tidak langsung, dan semua pasang surut pada lintang tinggi (lebih tinggi dari 65°) akan menjadi pasang surut langsung. Namun demikian, pasang surut tidak selalu pergi dan mengalir secara parallel dengan katulistiwa, sebagaimana asumsi teori dinamis. Komponen longitudinal

yang cukup penting dari arus terjadi, dan pola pasang surut sederhana akan menjadi lebih rumit daripada teori dinamis yang sederhana.

Sampai saat ini, kita telah mengabaikan konfigurasi sekungan lautan . Bahkan, hambatan geometri cekungan lautan yang digabungkan dengan pengaruh gaya coriolis menghasilkan perkembangan system amphidromik, dimana setiap puncak gelombang pasang surut pada air naik mengelilingi suatu titik amphidromik sekali dalam setiap periode pasang surut adalah nol pada setiap titik amphidromik dan meningkat semakin jauh dari titik tersebut.

Dalam setiap system amphidromik, garis contoh-tidal dapat didefinisikan, yang menghubungkan semua titik-titik dimana pasang surut berada pada tahapan (atau fase) yang sama dalam siklusnya. Sehingga garis contoh co-tidal menjari arah luar dari titik amphidromik.

Memotong garis contoh-tidal, kira-kira pada sudut siku-siku terhadap nya merupakan garis contoh-range, yang menghubungkan tempat-tempat dengan jangkauan pasang yang sama. Garis contoh-range membentuk kurang lebih lingkaran konsentrik di sekeliling titik amphidromik, merepresentasikan jangkauan pasang yang membesar semakin jauh dari titik tersebut. Gambar 7.8 menunjukkan system amphidromik seluruh dunia hasil perhitungan untuk komponen pasang yang dominant (lihat bagian 7.3.1).

Sistem amphidromik yang terbatas adalah jenis gelombang Kelvin, dimana gaya gravitasi diperkuat dekat pantai oleh gaya-gaya yang dihasilkan oleh kepala air yang berkaitan dengan permukaan air laut yang landai (gambar 7.10 (a) dan (b)). Gelombang Kelvin terjadi dimana defleksi yang disebabkan oleh gaya coriolis dihambat (seperti di pantai) atau nol (seperti di katulistiwa). Karena gaya coriolis bertindak secara cum sole, gelombang Kelvin hanya berjalan ke arah timur katulistiwa.

7.3.1 Prediksi Pasang Surut Dengan Metode Harmonik

Metode harmonik adalah metode yang paling memuaskan dan sering digunakan untuk memprediksi ketinggian air pasang surut. Metode tersebut memanfaatkan pengetahuan bahwa pasang surut yang diamati adalah jumlah dari beberapa komponen atau pasang surut parsial, masing - masing dengan periode yang berhubungan dengan periode salah satu gerakan astronomi relatif antara bumi, matahari, dan bulan. Setiap pasang surut parsial memiliki amplitudo dan fase yang bersifat unik pada lokasi tertentu. Dalam konteks ini, fase adalah fraksi dari siklus pasang surut yang telah selesai pada acuan waktu tertentu. Hal tersebut sangat bergantung pada periode gaya pasang surut yang bersangkutan, dan pada selang pasang surut parsial untuk suatu lokasi tertentu.

Penentuan amplitudo dan fase untuk setiap pasang surut parsial pada titik tertentu, misalnya di pelabuhan, memerlukan data ketinggian pasang surut yang diperoleh pada selang waktu yang lebih panjang bila dibandingkan dengan periode pada selang waktu yang lebih panjang bila dibandingkan dengan periode pasang surut parsial yang bersangkutan. Komponen yang berhasil diidentifikasi mencapai 390. tabel 7.1 menunjukkan empat komponen semi-diurnal, tiga komponen diurnal dan dua komponen periode panjang.

Walaupun menggunakan beberapa komponen utama tersebut, tabel pasang surut yang dihasilkan untuk suatu pelabuhan selama satu tahun merupakan kegiatan yang memerlukan waktu banyak. Pada tahun-tahun awal penggunaan analisis harmonik, penghitungan dilakukan secara manual. Mesin pertama yang melakukan pekerjaan tersebut diciptakan Kelvin pada tahun 1872.

Tingkat ketelitian yang diperoleh melalui altimeter radar (bagian 6.6.1) adalah sedemikian hingga jangkauan pasang surut di lautan dalam dapat diukur. Informasi mengenai amplitudo dan fase pasang surut diekstraksi dari data seaseat (dikumpulkan pada tahun 1978) oleh

oseanografi yang bekerja pada Institusi Ilmu Oseanografi, Bidson, dan cukup sesuai dengan nilai perkiraan

7.4. Jenis-Jenis Pasang Surut

Setelah meneliti teori, sekarang kita lihat bagaimana sifat pasang surut yang sebenarnya pada tempat – tempat yang berbeda dan bagaimana jenis – jenis yang berbeda diklasifikasikan. Cara pengklasifikasian pasang surut yang paling sederhana adalah dengan menggunakan periode dominan dari pasang surut yang diamati. Hal ini didasarkan pada perbandingan (F) jumlah amplitudo dua komponen diurnal utama (K_1 dan O_1) terhadap jumlah amplitudo dua komponen semi-diurnal utama.

7.4.1 Pasang Surut dan Arus Pasang Surut Di Laut Dangkal

Gerakan vertikal yang berhubungan dengan naik dan turunnya pasang surut, diiringi gerakan air horizontal yang disebut dengan arus pasang surut.

Arus pasang surut memiliki periodisitas yang sama dengan osilasi vertikal, namun cenderung mengikuti pola eliptik dan biasanya tidak mengandung gerakan depan – belakang yang sederhana.

Arah rotasi elips dapat searah atau berlawanan arah jarum jam, namun rotasi cenderung lebih disukai bila tidak ada hambatan massa tanah. Pada perairan kecil, pengaruh rotasi bumi tidak terlalu signifikan, namun pengaruh gesekan dasar laut dan pengaruh hambatan massa tanah terhadap arus tidak dapat diabaikan. Pada cekungan besar seperti Lautan Utara, pengaruh rotasional lebih penting dari pengaruh gesekan. Gambar 7.12 (B) menunjukkan sejumlah profil arus selama siklus pasang surut. Melemahnya arus dekat bagian profil adalah perilaku tipikal dari arus pasang surut pada lautan dangkal. Bentuk profil demikian menjadi penting bila mengingat pergerakan dan distribusi sedimen. Pada daerah – daerah di mana arus pasang surut cukup kuat, tarikan gesekan pada dasar laut menghasilkan potongan arus vertikal, dan resultan turbulensi

menyebabkan bercampurnya lapisan air bawah secara vertikal. Pada daerah lain, di mana arus pasang surut lebih lemah, pencampuran sedikit terjadi, dengan demikian stratifikasi (lapisan – lapisan air dengan kepadatan berbeda) dapat terjadi. Perbatasan antar daerah – daerah kontras dari perairan yang bercampur dan terstratifikasi seringkali secara jelas didefinisikan, sehingga terdapat perbedaan lateral yang ditandai dalam kepadatan air pada setiap sisi batas.

Bila pasang surut berlaku seperti gelombang progresif biasa, maka arus maksimum terjadi pada pasang surut dan surut. Di sisi lain, bila refleksi gelombang progresif memberikan hasil gelombang berdiri (lihat bagian 7.5.4) yang dihasilkan dalam suatu cekungan, maka salah satu ujung cekungan akan mengalami pasang naik sedangkan ujung lainnya akan berada pada pasang surut. Arus akan diarahkan dari ujung di mana level air menurun menuju ujung di mana level air naik, dan laju arus maksimum akan berada pada pertengahan pasang surut, bila kedua ujung berada pada tingkat yang sama. Dalam prakteknya, arus maksimum tidak akan bertemu baik dengan pasang surut naik / surut, maupun dengan pertengahan pasang surut, tetapi akan berada pada suatu tempat di antara keduanya. Sebagai contoh untuk kasus Lautan Utara, osilasi pasang surut sebagian ditentukan oleh dimensi cekungan lautan utara (yang memiliki periode alamiah sekitar 40 jam) dan sebagian oleh pasang surut semi – diurnal progresif yang masuk dari laut Atlantik. Sehingga, gelombang berdiri dengan 3 nodal cenderung terbentuk di Lautan Utara. Perairan akan dihempas oleh gaya koriolis dan membentuk 3 sistem amphidromik (sebagaimana ditunjukkan dalam (gambar 7.8) oleh mekanisme yang sama seperti yang telah disebutkan secara garis besar dalam bagian 7.3 dan gambar 7.10.

Pada kasus teluk fundy, novaschotiah, periode alamiah dari silasi adalah sekitar 12,5 jam, yakni dekat dengan periode pasang surut semi-diurnal. Sehingga terdapat osilasi beresonansi yang kuat, kisaran

pasang surut sekitar 15 m pada kepala teluk, dan arus pasang surut yang kuat pada pertengahan pasang surut.

7.4.2 Strom Surge

komplikasi tambahan dalam memprediksi ketinggian pasang surut adalah bahwa kondisi meteorologis dapat mengubah ketinggian pasang surut tertentu, dan waktu pada saat terjadi angin dapat menahan pasang surut atau mendorongnya. Sehingga, tidak hanya perubahan angin namun juga perubahan tekanan atmosferik dapat menyebabkan tinggi pasang surut sebenarnya jauh berbeda dengan nilai yang diharapkan, terutama selama badai. Pengaruh angin dan tekanan atmosferik rendah yang digabungkan dapat menimbulkan pasang surut yang sangat tinggi, disebut sebagai strom surge positif, yang akan mengancam daerah pantai yang landai dengan kemungkinan banjir. Pada sisi lain, beberapa daerah akan mengalami pasang surut yang abnormal, disebut sebagai strom surge negative, yang akan menimbulkan masalah pada lautan dangkal bagi kapal besar seperti super tanker yang memiliki bobot cukup dalam.

Strom surge positif yang paling merusak adalah yang disebabkan oleh siklon tropis (typhoons dan hurricanes) atau oleh depresi tajam di daerah panas. Kejadian paling buruk dalam sejarah adalah di pantai utara teluk Bengal pada tahun 1970, menyebabkan kematian 250.000 jiwa, dan juga pada tahun 1985 yang menyebabkan kematian 20.000 jiwa. Strom surge di lautan utara pada tahun 1953 menyebabkan kenaikan permukaan air laut lokal setinggi 3 m di atas normal dan menyebabkan kematian 1.800 jiwa di Belanda dan 300 di Inggris. Dalam kasus ini (seperti halnya dalam kasus strom surge positif), pasang naik yang tinggi, angin pantai yang kuat dan tekanan barometrik yang sangat rendah dikombinasikan untuk menghasilkan peningkatan permukaan air laut yang abnormal. Pada tahun 1986, 30 tahun lebih setelah bencana sebelumnya, penghalang sepanjang 8 km dibangun sepanjang timur scheldt, melengkapi tahap akhir lagi.

Penyelesaian thamas barrage juga telah menyediakan perlindungan serupa untuk daerah-daerah landai di dalam dan sekitar London. Peringatan awal terhadap strom surge dapat diberikan bila data meteorological dan pasang surut yang akurat tersedia. Peramalan dapat dilakukan dengan bantuan penelusuran satelit terhadap badai, dan dengan permodelan aliran sebelumnya dengan computer.

Strom surge di lautan utara secara teori dapat menambah sampai 4 m terhadap ketinggian pasang surut normal, namun untungnya sebagian besar stro surge (rata-rata 5 per tahun) berada dalam rentang 0,5 sampai 1 m. sebagian besar dikatkan dengan depresi yang bergerak kearah timur dan mengikuti pola tiga fase:

1. Tanda pertama sangat jelas seperti strom surge positif yang relatif kecil di atlantik utara, dimana air digantikan oleh angin barat daya menjadi angin timur laut atlantik.
2. Pada waktu yang sama dengan kejadian pada (1) surge negative dialami di pantai timur inggris ketika angin barat daya menggantikan air ke sudut timur laut lautan utara. Surge negative ini menjalar ke arah timur menyeberang bagian selatan lautan utara, mengikuti system amphidromik yang ditunjukkan pada gambar 7.8
3. ketika depresi bergerak menyeberang inggris dan keluar di atas lautan utara, angin berhembus searah jarum jam untuk kemudian bertiup dari barat laut. Air pasang naik berikutnya, yang telah bergerak kearah selatan bawah ke lautan utara, kemudian diperkuat tidak hanya oleh angin tapi juga oleh surge atlantik yang disebutkan pada (1) di atas, di lautan utara. Surge positif yang besar ini menjalar ke bawah pantai inggris dan mencapai maksimum di sudut barat daya lautan utara. Masalah ini ditambah, tidak hanya oleh efek kerucut karena bentuk sekungan, tapi juga oleh kenyataan bahwa kehadiran surge dapat bersamaan dengan

kedatangan daerah bertekanan rendah di tengah depresi, sehingga semakin meningkatkan permukaan air laut.

7.4.3 Pasang Surut Di Sungai Dan Estuari

Sebagian besar sungai-sungai di dunia mengalami pasang surut sebagian, karena permukaan air laut telah mengalami kenaikan sejak periode glacial terakhir. Untuk kasus demikian, lembah sungai yang lebih rendah menjadi banjir oleh air laut, membentuk estuary atau ria,. Pasang surut kemudian menyebar ke estuary, dan pada keadaan tertentu ke bagian sungai yang lebih dalam. Perbedaan antar estuary dan pasang surut yang mencapai suatu sungai tidak terlalu jelas, dan untuk tujuan penjelasan pada bagian ini keduanya dianggap sama. Kecepatan penjalaran pasang surut ke dalam estuary tergantung pada kedalaman air. Dengan demikian, puncak gelombang (air tinggi) akan bergerak lebih cepat dari lembah gelombang (air surut). Sehingga siklus pasang surut bersifat asimetris, dengan interval waktu yang relatif lama antara pasang surut naik dan pasang surut rendah dengan pasang naik berikutnya(gambar 7.13)

Kecepatan maksimum arus pasang surut dihubungkan dengan pasang surut estuary tidak selalu dalam fase dengan puncak dan lembah pasang surut. Sehingga pada mulut estuary, kecepatan maksimum dari kondisi saat pasang akan bersamaan dengan air naik, sedangkan air pasang naik pada bagian hulu sungai akan terjadi bersamaan dengan air tenang (yakni arus nol). Namun demikian, arus surut akan bertahan lebih lama secara tetap dari pada pasang, sebagian sebagai hasil dari siklus pasang surut yang asimetris yang telah disebutkan sebelumnya, dan sebagian pengeluaran air ke laut dalam jumlah yang sama. Banyak desa dan kota yang berlokasi dekat dengan esturi mengandalkan arus ke laut untuk membawa endapan.

Pada beberapa sungai pasang surut, di mana saluran sungai terlihat menyempit, atau gradient dasar sungai sangat curam, pasang surut jenuh akan terjadi. Pembentukan pasang surut jenuh memiliki gejala-

gejala yang sama dengan penyebaran gelombang terhadap arus yang berlawanan (lihat bagian 6.5.1). Air pasang naik akan mendorong gelombang pasang surut muka untuk bergerak lebih cepat daripada gelombang perairan dangkal menyebar ke dalam air dengan kedalaman tersebut (persamaan 6.5). Bila hal ini terjadi, gelombang kejutan akan terbentuk, yang bergerak ke arah hulu sebagai dinding air yang menggelinding atau air pasang surut jenuh. Hal tersebut dapat dianalogikan dengan ledakan lebih cepat dari pada kecepatan suara. Sebagian besar air pasang surut jenuh relatif kecil, dengan ketinggian 0,5 m namun ada pula yang mencapai ketinggian sampai sepuluh kali lipat. Pasang surut jenuh sungai severn di Inggris memiliki ketinggian 1 – 2 m, sedangkan pasang surut jenuh amazon (disebut pororoca) mencapai 5 m dan bergerak ke arah hulu dengan kecepatan sekitar 12 knots. Sungai – sungai lainnya di mana air pasang surut jenuh terbentuk antara lain Colorado, Trent, Elbe, Yangtze dan Petitcodiac, yang mengalir ke teluk Fundy, yang memiliki catatan kisaran air pasang surut besar (bagian 7.4.2).

7.4.4 Daya Pasang Surut

Daya dapat dihasilkan dengan menahan pasang surut yang masuk dan keluar dibalik sebuah bendungan, menggunakan kepala air yang dihasilkan untuk menggerakkan turbin angin menghasilkan listrik. Kisaran pasang surut mengendalikan energi potensial yang tersedia pada tempat manapun, dan harus melewati 5 m angin listrik yang dihasilkan bernilai ekonomis. Lokasi yang sesuai terbatas pada kisaran yang sesuai dan bendungan dapat dibangun secara praktis (gambar 7.14).

Salah satu lokasi yang demikian adalah estuary rance di Inggris (gambar 7.15 (a) dan (b) yang telah digunakan sejak 1966. Skema yang lebih besar untuk estuary severn di Inggris telah seringkali diajukan dan didiskusikan. Walaupun skema demikian akan memenuhi kebutuhan daya listrik Inggris cukup besar (mencapai 6%), konstruksi

bendungan akan mempengaruhi pola arus dan pergerakan sedimen, sementara gangguan biologis tidak dapat dihindarka. Semua factor yang harus dipertimbangkan bila skema demikian direncanakan.

Permukaan laut dari saat ke saat, walaupun angin atau topan tidak ada, selalu bergerak ke bawah dan keatas secara berkala. Gerakan vertikal ini juga disertai gerakan horisontal secara berkala pula. Phenomena ini dikenal sebagai pasang atau pasang surut.

Pasang merupakan suatu gelombang yang frekwensinya rendah dan pada umumnya frekwensi ini lebih dari dua kalis sehari. Gerakan pasang di laut ditimbulkan oleh adanya gaya tarik dari benda-benda angkasa, seperti matahari dan bulan, terhadap massa air di bumi. Gerakan ini juga dipengaruhi oleh rotasi bumi sendiri serta letak pulau dan benua. Tinggi rendahnya gerakan pasang di bumi terutama ditentukan jarak atau letak kedua benda angkasa tadi terhadap bumi.

Tenaga Pembangkit Pasang

Untuk melihat proses pembentukan pasang ini, pertama-tama kita ambil suatu sistem bulan-bumi saja (matahari untuk sementara diabaikan). Pada sistem ini, bumi dianggap tidak berputar pada porosnya, tetapi bulan tetap mengadakan revolusi terhadap bumi. Anggapan selanjutnya, permukaan bumi datar dan ditutupi lapisan air yang cukup tebal (dalam). Sistem bulan – bBumi seperti ini akan mempunyai suatu sumbu bersama (common axis), terhadap mana bulan dan bumi berevolusi.

Menurut hukum Gracitasi Newton, gaya tarik antara bulan dan bumi dari sistem ini diberikan oleh :

$$F = \frac{G m_e m_m}{r^2}$$

Dimana :

F = gaya tarik

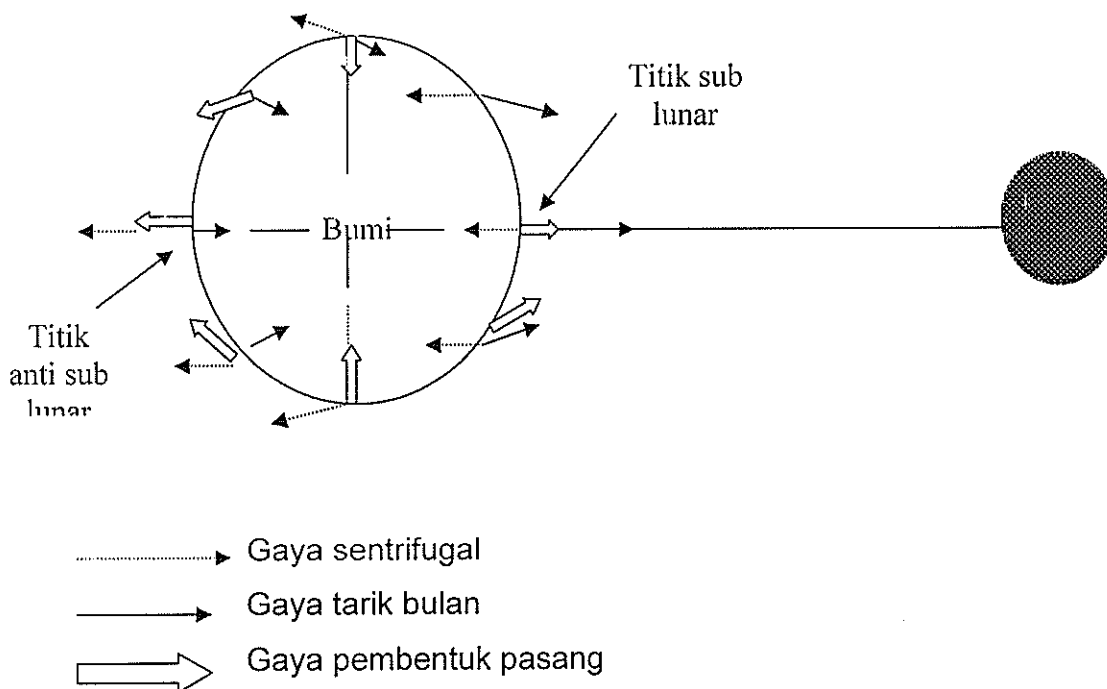
G = konstanta gravitasi

m_e dan m_m = massa bumi dan bulan

r = jarak antara bumi dan bulan.

Tetapi, karena bumi dan bulan selalu berada dalam keseimbangan gaya nyatanya bulan dan bumi tidak bertubrukan, maka pasti ada gaya lain yang mengimbangi gaya tarik tadi. Gaya ini ialah gaya santrifugal yang timbul dari revolusi bumi dan bulan terhadap sumbu bersama tadi.

Secara keseluruhan, resultante gata pada sistem bumi-bulan ini sama dengan nol. Namun demikian, tiap individu partikel yang ada di permukaan bumi mengalami gaya yang berbeda-beda, karena posisi titik yang berbeda-beda terhadap bulan, artinya tiap partikel tidak sama jauhnya terhadap titik pusat bulan. Titik-titik yang lebih dekat ke bulan akan mengalami gaya tarik lebih besar. Demikian pula halnya dengan gata sentrifugal yang dialami titik pada permukaan bumi akan berbeda-beda, walaupun perbedaan ini tidak sebesar perbedaan gaya tarik tadi. Akibatnya resultante gaya-gaya ini berbeda-beda pada tiap titik di bumi. Gaya ini dikenal sebagai gaya pembangkit pasang (*Tide Generating Force*)



Gambar 3. Distribusi gaya pembangkit pasang pada sistem bumi-bulan

Pada gambar di atas, resultante gaya pada sisi bumi yang menghadap ke bulan mengarah ke bulan, sedangkan gaya pada sisi lainnya, yaitu sisi yang menjauhi bulan, mengarah menjauhi bulan.

Selanjutnya gaya pembangkit pasang ini dapat diuraikan ke dalam dua komponen :

1. Komponen horisontal, yang sejajar dengan permukaan bumi (horison) : gaya ini juga dikenal sebagai "shearstress" terhadap permukaan air.
2. Komponen vertikal, yang tegak lurus (normal) pada permukaan bumi; gaya ini dikenal sebagai "tensilestress" pada permukaan air.

Kita ketahui bahwa permukaan air hanya akan mengadakan respons terhadap gaya horisontal tadi. Karena besar gaya pembangkit yang berbeda-beda pada tiap titik di permukaan bumi, maka gaya horisontal ini akan berbeda-beda pula pada tiap titik. Gaya horisontal ini pada titik di bawah bulan (sub lunar) dan anti sub lunar sama dengan nol. Gaya horisontal dari titik-titik yang makin jauh dari titik sub lunar dan anti sub lunar

Distribusi gaya yang sentris pada akan menyebabkan penimbunan air pada titik-titik sub lunar dan anti sublunar. Penimbunan air ini disertai penurunan air pada bagian tertentu dari permukaan bumi. Jadi pada waktu yang sama, dua tempat di permukaan bumi (titik sublunar dan anti sublunar) mengalami pasang naik dan dua tempat (busur) lain mengalami pasang turun.

Pada sistem bumi-bulan yang disederhanakan ini, kalau bulan berada di atas equator pada busur 0° , maka titik sublunar terletak di perpotongan garis equator dengan busur 0° dan anti sub lunar pada busur 180° B(T) akan mengalami pasang naik. Sebaliknya daerah-daerah pada busur 90° B dan 90° T akan mengalami pasang surut. Kalau bumi tidak berputar, sublunar dan anti sub lunar akan bergerak sesuai dengan revolusi bulan, dari barat ke timur, demikian pula pasang naik akan bergerak sesuai dengan bulan dengan kecepatan kira-kira 12° perhari.

Kalau pada sistem bumi-bulan, bumi sendiri berputar pada sumbunya, titik sublunar akan berjalan dengan cepat sesuai dengan rotasi

bumi, yaitu dengan kecepatan kira-kira $14^{\circ}8'$ per jam. Jadi tiap titik pada equator akan mengalami titik sublunar sekali dalam sehari. Karena sublunar bergerak, dengan sendirinya titik anti-sublunar bergerak pula yang letaknya selalu antagonis dengan titik sublunar. Dengan demikian tiap titik di equator akan mengalami dua kali pasang naik dan dengan sendirinya dua kali pasang surut dalam sehari. Pasang seperti ini disebut pasang berganda atau semi-diurnal.

Pengaruh matahari terhadap pasang di bumi sama halnya dengan pengaruh bulan. Sekarang, kalau sistem bulat-bumi-matahari sekaligus diperhatikan, maka gerakan lebih kompleks. Walaupun matahari lebih besar massanya dari bulan, pengaruh bulan terhadap pasang di bumi lebih besar massanya dari bulan, pengaruh bulan terhadap pasang di bumi lebih besar dari matahari. Ini disebabkan oleh letak matahari yang sangat jauh dari bumi.

Setiap perubahan posisi matahari dan bulan terhadap bumi akan menyebabkan perubahan terhadap keadaan pasang di bumi. Rotasi bumi sendiri juga mempengaruhi keadaan pasang.

Sebagai akibat perputaran bumi pada porosnya, seperti telah disinggung, terjadi dua kali pasang dalam sehari; pasang berganda ini ada yang timbul sebagai akibat pengaruh bulan, yang disebut M_2 (M =moon, 2 =dua kali sehari); sedang pasang berganda akibat matahari disebut S_2 (S =Sun).

Karena selama rotasi bumi, dengan periode 1 hari, posisi bulan sendiri sudah berpindah kira-kira 12° sehingga 1 hari bulan (1 hari siderial) adalah 24 jam 50 menit.

Periode S_2 dapat dikatakan persis 12 jam, karena 1 hari matahari adalah 24 jam, selama rotasi bumi, posisi matahari hanya berpindah 1° . Karena komponen M_2 lebih besar dari S_2 , maka periode pasang dari perairan sering ditentukan oleh periode M_2 . Ini menyebabkan mengapa pasang naik di perairan-perairan, terlambat 50 menit dari hari sebelumnya, waktu ini sesuai dengan terlambatnya bulan selama 50 menit setiap malam.

Karena pengaruh benua dan sifat dari air laut, pasang naik di suatu perairan tidak selalu bersamaan dengan kulminasi (transit) bulan pada tempat tersebut. Perbedaan waktu kulminasi bulan dengan pasang naik disebut lunitidal interval.

Dari kombinasi gerakan rotasi, revolusi dan deklinasi terdapat banyak komponen-komponen pasang yang mempunyai frekwensi berbeda-beda. Tetapi dari semua komponen tersebut yang terpenting, disamping M_2 dan S_2 adalah :

$$N_2 : w = 28,44^0 \text{ per jam}$$

$$N_2 : w = 15,04^0 \text{ per jam}$$

$$N_2 : w = 13,94^0 \text{ per jam}$$

$$N_2 : w = 14,96^0 \text{ per jam}$$

Komponen K_1 , O_1 dan P_1 disebut komponen diurnal, karena hanya terjadi satu kali dalam satu hari. komponen diurnal ini adalah kombinasi dari pengaruh bulan dan matahari secara serentak.

Pasang Purnama

Karena lintasan bulan mengitari bumi adalah berbentuk ellips, dimana bumi berada pada satu titik pusatnya, maka jarak bumi ke bulan berubah-ubah setiap saat. Titik terjauh dari bulan ke bumi disebut apogee dan titik terdekat disebut perigee. Walaupun perubahan jarak bumi – bulan ini kecil, tetapi karena besarnya gaya pembangkit pasang berbanding terbalik pangkat dua dengan jarak, peranan perubahan jarak ini penting terhadap pasang. Tetapi faktor yang lebih penting mempengaruhi besarnya pasang adalah posisi bulan-bumi-matahari, yang senantiasa berubah-ubah. Posisi ketiga benda langit ini sering dihubungkan dengan phase dari bulan, yang sering diartikan sebagai bagian permukaan bulan yang menghadap ke bumi yang mendapat penyinaran matahari. Kalau bulan terdapat antara bumi dan matahari, dan ketiga benda angkasa ini berada pada garis lurus, disebut bulan baru (new moon), seperti terlihat pada gambar berikut. Pada phase ini semua permukaan bulan, yang dilihat peninjau dari bumi, gelap. Kalau bumi terletak antara bulan dan

matahari (gambar B), bulan disebut dalam keadaan bulan purnama (full moon). Pada posisi bulan baru dan purnama, pengaruh bulan terhadap pasang diperkuat oleh pengaruh matahari. Pasang yang ditimbulkannya besar sekali pasang ini disebut pasang purnama atau spring tide. Kalau sudut matahari – bumi – bulan sekitar 90^0 , pengaruh bulan diperkecil oleh pengaruh matahari, sehingga terdapat pasang yang kecil; pasang ini disebut pasang perbani (neap tide). Waktu yang dibutuhkan dari pasang purnama ke pasang perbani tidak selamanya sama dengan waktu dari pasang perbani ke pasang purnama.

Gambar berikut menunjukkan beberapa posisi bulan pada lintasannya. Kalau matahari terletak pada lanjutan PRA maka bulan purnama terjadi bila bulan berada pada perigee P dan bulan baru pada apogee A. Waktu dari bulan baru ke bulan purnama dalam hal ini hampir sama dengan waktu yang diperlukan dari bulan purnama ke bulan baru. Tetapi kalau matahari berada pada lanjutan DBF, maka waktu yang dibutuhkan dari bulan baru (F) ke bulan purnama (D) lebih singkat dari waktu yang dibutuhkan dari bulan purnama ke bulan baru.

Jarak rata-rata pasang purnama ke pasang purnama berikutnya adalah 14.7 hari, yaitu seperdua dari 1 bulan sinodis (satu bulan sinodis adalah waktu antara bulan baru dengan bulan baru berikutnya).

Inequality (ketidak samaan)

Keadaan atau tinggi pasang dari hari ke hari dari tiap perairan tidak selalu sama. Ketidaksamaan ini disebut inequality (ketidak-samaan).

Kalau bulan tidak berada di equator bumi, maka pasang tertinggi tidak terdapat di daerah equator tetapi pada lintang yang sama dengan deklinasi bulan pada gambar diatas, distribusi pasang tidak simetris terhadap sumbu bumi, sehingga titik A yang berputar pada satu rotasi (A_1 dan A_2). Ini disebut ketidaksamaan harian (diurnal inequality).

Seperti telah disinggung sebelumnya phase bulan yang berubah-ubah juga menyebabkan berubah-ubahnya pasang. Ketidaksamaan akibat

perubahan phase bulan disebut ketidaksamaan semi-bulanan (formightly atau semi-monthly inequality), karena periodenya sekitar 4 bulan.

Jarak dari bulan, disamping phasenya, juga mempengaruhi pasang. Kalau bulan berada pada perigee, pasang lebih besar dan kalau bulan berada pada apagee pasang lebih kecil. Periode ketidak-samaan ini, 27.55 hari, yaitu satu bulan anomalistik. Ketidaksamaan ini sendiri disebut ketidaksamaan bulanan (monthly inequality).

Perubahan deklinasi bulan juga menyebabkan ketidaksamaan, yang disebut ketidak-samaan deklinasi (declinational inequality), dengan periode 13.66 hari (seperdua dari 1 bulan tropis atau tropical month).

Faktor-faktor alam yang mempengaruhi pasang

Pasang di laut lebih kompleks dari pasang pada model yang ideal. Di laut, pengaruh dasar, letak pulau dan benua serta pengaruh gaya Coriolis mempunyai peranan penting terhadap pasang.

Dasar perairan, terutama pada perairan dangkal, memperlambat perambatan gerakan pasang. Sehingga suatu tempat dapat mempunyai "lunitidal interval" yang besar. Tahanan dasar dapat juga meredam enersi pasang, sehingga pada perairan tertentu pasang sangat kecil sekali.

Pantai atau pulau dapat menyebabkan pematahan (refraksi) atau pemantulan (refleksi) gelombang pasang. Demikian pula gaya Coriolis dapat mengubah perambatan pasang.

Karena faktor-faktor ini, keadaan pasang di dunia ini sangat berbeda satu sama lain. Akibat adanya fenomena peredaman, pematahan dan pemantulan, komponen pasang mengalami perubahan-perubahan yang tidak sama. Beberapa tempat misalnya hanya mengalami pasang naik satu kali sedang tempat lain dua kali pasang, dan ada pula kombinasi dari kedua fenomena ini.

Dilihat dari perbandingan magnitude ini komponen-komponen pasang berganda dan tunggal yang ada pada pasang dari suatu perairan, pasang di bumi ini dapat dibagi ke dalam 4 golongan. Inden yang dipakai untuk membuat klasifikasi ini adalah perbandingan antara amplitudi dari

komponen-komponen tunggal (K_1 dan O_1) dengan komponen-komponen berganda (M_2 dan S_2); perbandingan ini dikenal sebagai "Formzal" F , dimana :

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2}$$

Empat (4) golongan pasang yang dimaksud di atas ialah :

1. Pasang semi diurnal murni, dimana nilai F terletak antara 0-0.25; bentuknya seperti diberikan pada Gambar (A) berikut; contohnya di perairan Indonesia adalah Salt Sumatera dari Bagansiapiapi ke utara.
2. Pasang campuran (mixed predominantly semi-diurnal) dimana semi-diurnal masih dominan (Gambar B); nilai F terletak antara 0.25 – 1.5; contoh : perairan Indonesia bagian timur. Pada jenis pasang ini masih terjadi 2 kali pasang naik sehari, hanya, 1 pasang naik jauh lebih kecil daripada pasang naik yang lain.
3. Pasang campuran, dimana pasang diurnal lebih dominan (mixed tide predominantly diurnal), seperti terlihat pada Gambar (C); nilai F terletak antara 1,5-3.0. Hanya terlihat satu kali pasang naik, dan yang satu lagi sudah hilang tetapi masih tampak pelandaiannya; contoh " Laut Jawa.
4. Pasan berganda murni; F lebih besar dari 3.0; contoh : Selat Bangka dan Selat Karimata (Gambar D).

Kadang-kadang kombinasi dari jenis pasang di atas dapat terjadi pada suatu perairan. Di Selat Bangka, misalnya, dalam periode 2 minggu terdapat kombinasi 2), 3) dan 4). Pada umumnya pasang di Selat Bangka adalah pasang tunggal (diurnal), tetapi pada waktu sekitar neap tide, jelas kelihatan pasang campuran dimana pasang semi diurnal menonjol. Jadi sebenarnya komponen berganda (M_2 dan S_2) merupakan parturbasi kecil pada sistem pasang di Selat Bangka, dan hanya kelihatan pada waktu komponen pasang-pasang tunggal kecil pengaruhnya.

Titik Amphidromik

Tempat-tempat di permukaan bumi ini ada yang mengalami pasang baik pada waktu yang sama. Garis yang menghubungkan tempat ini disebut garis co-phase. Tempat-tempat yang terletak pada garis co-phase ini tidak selamanya mengalami tinggi pasang atau tidal range yang sama. Ada tempat yang mempunyai "tidal range" yang sama tetapi tidak mengalami pasang pada waktu yang sama. Garis yang menghubungkan tempat yang mempunyai tidal-range yang sama disebut co-range.

Karena adanya pengaruh distribusi pantai dan gaya Coriolis, ada tempat di laut yang tidak mengalami osilasi pasang. Tempat-tempat tersebut disebut titik amphidromik. Garis yang memancar dari titik amphidromik adalah garis co-phase, sedang garis yang melingkari titik amphidromik adalah garis co-range.

Pasang di Perairan Sampingan (Marginal Seas)

Seperti telah diterangkan sebelumnya, pasang terjadi karena adanya gravitasi gaya horisontal dari TGP. Pada perairan yang sempit seperti pada laut-laut sampingan, gaya horisontal TGP hampir sama. Jadi gradient gaya horisontal dapat dikatakan hampir nol, akibatnya pasang tidak akan terjadi pada perairan-perairan sampingan. Tetapi kenyataannya, semua perairan di bumi ini yang berhubungan dengan lautan bebas mengalami pasang. Pasang-pasang ini adalah hasil perambatan gelombang pasang dari perairan bebas melalui mulut perairan (Selat), dengan perkataan lain, laut sampingan turut berosilasi sesuai dengan gelombang pasang di laut bebas. Karena itu, pasang seperti ini disebut "co-oscillating-tides". Pasang di Indonesia misalnya, adalah hasil perambatan gelombang pasang dari Lautan Hindia dan Pasifik.

Pasang yang masuk ke perairan sampingan ini akan mengalami perubahan dalam komposisi pasang dan karakteristiknya (amplitudo

dan phase). Hal ini disebabkan oleh faktor dimensi dari perairan dan distribusi dari pantai. Amplitudo dan phase dari pasang pada perairan teluk (Setengah tertutup) sangat ditentukan oleh kedalaman dari perairan dan dimensi longitudinal dari teluk. Salah satu identitas dari perairan teluk ialah apa yang dikenal sebagai frekwensi lokal (local frequency).

Apabila frekwensi gelombang pasang mendekati frekwensi lokal ini, maka akan terjadi pembesaran (amplification) dari amplitudo gelombang yang datang. Banyak contoh-contoh dimana pasang pada teluk-teluk atau kapal-kapal jauh lebih dari pasang di perairan bebas, misalnya Bay of Fundy.

Pada perairan dangkal, perambatan pasang diperlambat oleh tahanan geseran dari dasar perairan. Besarnya tahanan ini berbanding pangkat dua dengan kecepatan arus, yang diberikan oleh :

$$D = d U^2$$

Dimana : D = tahanan dasar.

d = koefisien geseran.

U = kecepatan arus pasang.

Hal ini menyebabkan timbulnya komponen-komponen baru di perairan dangkal yang frekwensinya merupakan penjumlahan linier dari kombinasi komponen-komponen pasang-pasang utama (seperti M_2 dan S_2). Karena komponen-komponen ini hanya terjadi pada perairan dangkal, komponen ini disebut "shallow water tides"; contohnya M_4 , M_6 , M_8 , S_4 , MS_4 dan sebagainya. Subscript pada komponen baru ini menunjukkan jumlah pasang yang terjadi dalam satu hari, jadi M_4 artinya terjadi 4 pasang dalam satu hari, yaitu sebagai kombinasi M_2 dengan M_2 ; MS_4 merupakan kombinasi M_2 dengan S_2 , dan seterusnya.

Gelombang Pasang Surut

Gelombang pasang surut ialah gelombang (naik turunnya permukaan air laut) yang digerakkan oleh gaya tarik menarik antara bumi dengan planet-planet lain terutama bulan dan matahari. Gaya tarik menarik tersebut ditentukan dengan rumus "Newton" :

$$F = G \frac{M_1 M_2}{X^2}$$

F = gaya tarik menarik (N)

M_1, M_2 = massa benda (Kg)

X = jarak kedua benda (m)

G = konstanta (untuk bulan dan bumi nilai $G = 67 \times 10^{-12} \text{ m}^3/\text{kg}/\text{det.}$

Gaya yang bekerja pada suatu satuan massa air yang berada di permukaan bumi dapat diterangkan sebagai berikut :

$$f_c = \frac{v^2}{r} = \frac{4\pi^2 r}{T^2}$$

Mengingat persamaan (4.1) maka :

$$f_c = \frac{G.Mm}{r^2} \dots\dots\dots$$

(4.6)

$$g = \frac{G.Mm}{r^2}$$

$$G = g \frac{r^2}{M}$$

Persamaan 4.6 diubah menjadi :

$$f_c = g \left(\frac{M}{m} \right)$$

$$\left(\frac{r}{l} \right)^2 \dots\dots\dots (4.7)$$

$$f_c = \frac{G.Mm}{s^2} = g \left(\frac{Mm}{me} \right) \left(\frac{re}{l} \right)^2 \dots \dots \dots (4.8)$$

g = percept gravitasi

s = wave set up.

Gaya tarik gf per satuan massa = percepatan gravitasi.

$$f_g = g \dots \dots \dots (4.9)$$

Dari ketiga gaya tersebut, diubah menjadi dua gaya pada arah radial dan tendensial :

$$\begin{aligned} F_c &= -f_g - f_c \cdot \cos \theta + f_a \cdot \cos (\theta + \beta) \\ &= g + g \left(\frac{Mm}{me} \right) re^2 \left(\frac{\cos(\theta + \beta)}{s^2} \right) - \frac{\cos \theta}{l^2} \\ &= g + \frac{g}{2} \left(\frac{Mm}{me} \right) \left(\frac{re}{l} \right)^3 (1 + 3 \cos^2 \theta) \end{aligned} \dots \dots \dots (4.10)$$

$$\frac{Me}{Mm} = \frac{\text{massa bumi}}{\text{massa bulan}} = 81,5$$

$$re = \text{jari-jari bumi} = 6,38 \times 10^6 \text{ m}$$

$$g = 9,81 \text{ m/det}^2$$

$$l = 3,85 \cdot 10^8 \text{ m}$$

keseimbangan gaya

$$\text{Bumi : } Me \cdot W^2 \cdot le = G \frac{Me.Mm}{l^2} \dots \dots \dots (4.1)$$

$$\text{Bulan : } Me \cdot W^2 \cdot lm = G \frac{Me.Mm}{l^2} \dots \dots \dots (4.2)$$

$$\text{Diketahui bahwa } l = le + lm \dots \dots \dots (4.3)$$

Dari persamaan (4.1), (4.2), (4.3) didapat :

$$l_e = \frac{\lambda}{1 + \frac{M_e}{M_m}} = 4,67 \cdot 10^6 \text{ m} \dots\dots\dots$$

(4.4)

$$T = \frac{2\pi}{W} = 2\pi \sqrt{\frac{l^3}{G M_m (1 + \frac{M_e}{M_m})}} \dots\dots\dots$$

(4.5)

"Sprin tide: atau "Map tide" tidak terjadi pada saat tepat terjadinya "tractive force" maksimum atau minimum, melainkan terjadi 1 atau 3 hari setelah itu. Hal ini disebabkan karena efek enertia ("Inertia Effect") waktu tersebut dinamakan "The age of the tide".

Untuk keperluan peramalan gerakan air pasang surut diperlukan pencatatan selama 19 tahun. Akan tetapi apabila sudah ada pencatatan selama 370 hari sudah dapat dipakai untuk meramal, meskipun tidak mencapai ketelitian yang tinggi.

Rumus yang dipakai untuk meramalkan gerakan pasang surut tersebut adalah :

$$= A + \sum_{i=1}^N A_i \cos\left(\frac{360t}{T_i} + \Delta i\right) \dots\dots\dots$$

(4.12)

A = jarak antara datum dengan MSL

A_i = amplitudo

T_i = periode

Δ_i = sudut phase (phase angle)

Setiap komponen pasang surut
(yidel componen)

Penjelasan :

- Komponen pasang surut dapat diambil dari tabel.
- A_i dan Δ_i disebut pula "konstanta pasang surut" yang harus didapatkan dari pengamatan.
- MSL = Mean Sea Level.
- $F_t = f_c \cdot \sin \theta - f_a \cdot \sin (\theta + \beta)$

$$= g \frac{M_m}{M_e} r e^2 \left(\frac{\sin \theta}{1^2} - \frac{\sin(\theta + \beta)}{s^2} \right)$$

$$= \frac{3}{2} g \left(\frac{M_m}{M_e} \right) \left(\frac{r_e}{1} \right)^3 \sin 2\theta \dots\dots\dots (4.11)$$

“Tractive force” yang disebabkan oleh bulan dua kali lebih besar dari yang disebabkan oleh matahari.

Ada dua macam pasang surut, yaitu :

1. Semi Diurnal Tide : yaitu pasang surut yang mempunyai periode $\pm 12,4$ jam. Jadi dalam 1 hari terjadi 2 kali pasang dan 2 kali surut. Keadaan ini terjadi apabila poros perputaran bumi tegak lurus pada garis yang menghubungkan pusat bumi dan bulan.
2. Diurnal Tide : yaitu pasang surut yang mempunyai periode ± 24 jam. Jadi dalam 1 hari terjadi 1 kali pasang dan 1 kali surut. Keadaan ini terjadi apabila poros perputaran bumi tidak tegak lurus pada garis yang menghubungkan pusat bumi dan bulan.

Pengaruh kombinasi antara bulan dan matahari terhadap pasang surut yang terjadi di bumi menyebabkan dua keadaan pasang-surut, yaitu :

- a. “Spring Tide” : pada keadaan ini terjadi HHW (“High-high water”) dan LLW (“Low-low water”).
- b. “Neap tide” : pada keadaan ini terjadi LHW (“Low high water”) dan HLW (“high low water”).

Delapan komponen pasang surut

Jenis	No	Simbol	Periode (jam)	Keterangan
Semi diurnal	1	M_2	12,42	Main lunar semi-diurnal component.
	2	S_2	12,00	Main solar semi diurnal component.
	3	N_2	12,66	Lunar component due to monthly variation in moons distance from earth.
	4	K_2	11,97	Soli lunar constituent due to change in declination of sun and moon throughout their orbital cycle.
Diurnal tide	5	K_1	23,93	Soli lunar component.
	6	C_1	25,82	Main lunar diurnal component.
	7	F_1	24,07	Main solar diurnal component.
			327,86	Moon's biweekly component.
Long periode	8	Mf	327,86	Moon's biweekly component.

Kurva Pasut :

Pasut berubah pada suatu tempat di permukaan bumi secara periodik sehingga terjadi perubahan vertikal. Akibatnya permukaan air selalu berubah setiap saat. Alat untuk mengamati kedudukan pasut laut adalah palem pengamat pasut. Alat ini sangat sederhana yaitu berupa papan berskala. Alat yang lebih canggih lagi adalah otomatis tidal gauge.

Kedudukan muka air laut ditunjukkan dalam grafik sinusoid. Dalam pengamatan pasut ini dikenal istilah MSL. MSL adalah muka air laut rata-rata selama berlangsung pengamatan pasut. Pengamatan dengan selang waktu 30 menit.

Gaya tarik gravitasi matahari dua bulan terhadap bumi bergabung dengan sistem perputaran bumi dan bulan, menimbulkan gangguan terhadap permukaan air laut/air di bumi. Gangguan ini menghasilkan gelombang reaksi yang menjalar secara kontinu melintasi samudera. Apabila gelombang ini mencapai pantai, maka akan terlihat naik serta turunnya permukaan laut yang berlangsung secara periodik, dengan periode berkisar dari 12 sampai 24 jam.

Gejala naik turunnya permukaan air di pantai seperti ini, disebut pasang surut laut. Dalam perairan yang lebih kecil seperti satuari, teluk, atau danau, terjadi juga pasang surut dengan periode yang lebih kecil, bergantung pada besarnya perairan.

Gambaran secara grafis salah satu keadaan pasang naik dan pasang surut di suatu tempat sepanjang hari pasang (tidal day) disebut kurva pasut (lihat gambar berikut ini).

Kurva pasut merupakan salah satu peran utama, untuk analisa pasut, terutama untuk membandingkan keadaan pasut dari tempat-tempat yang berbeda. Dengan menganalisa kurva pasut di suatu tempat yang dibuat selama satu bulan, kita akan dapat menentukan saat-saat pasang purnama dan pasang perbani, serta dapat menentukan tipe pasang di tempat tersebut, disamping variasi barisnya selama bulan tadi.

Dari kurva pasut bulanan dapat menentukan :

- a. Tipe pasut : yaitu jumlah pasang tinggi dan rendah selama satu hari pasang
- b. Tinggi purnama (spring range) : yang ditentukan dengan menunjukkan jarak vertikal antara kurva paling tinggi dan paling rendah (beda MHWS dan MLWS).
- c. Tinggi pasang perbani : dengan menunjukkan jarak vertikal antara titik pasang tinggi dan pasang rendah pada saat pasang perbani.
- d. Tinggi pasang rata-rata : ditentukan dengan mengambil harga rata-rata tinggi pasang selama satu bulan.
- e. Tanggal pasang purnama dan pasang perbani.

Analisa Harmonik

Dalam prakteknya studi tentang pasut umumnya bertujuan untuk meramalkan ketinggian serta waktu terjadinya pasut. Untuk ini biasanya diperlukan analisa empiris berdasarkan pengamatan pasut di suatu tempat selama jangka waktu tertentu. Karena gerakan benda langit relatif terhadap bumi sekarang sudah diketahui secara pasti dengan ketelitian yang tinggi, maka besarnya potensial pembangkit pasut dapat dihitung pada setiap tempat dan waktu. Secara matematis potensial dapat diuraikan dalam banyak komponen-komponen pendek, yang kalau dijumlahkan menghasilkan potensial total. Komponen-komponen ini dikenal sebagai komponen pasut. Meskipun menurut Doodson terdapat sekitar 190 komponen pasut, namun dalam praktek ramalan pasut yang banyak digunakan adalah 7 komponen yaitu empat komponen semi diurnal : M_2 , S_2 , N_2 , K_2 dan tiga komponen diurnal : K_1 , O_1 dan F_1 .

Metode ramalan pasut dengan menguraikan dalam komponen-komponen seperti itu disebut analisa harmonik. Komponen-komponen utama pasut dapat digunakan untuk menentukan tipe pasut dengan persamaan Formzhal.

$$F = \frac{K_1 + O_1}{K_2 + S_2}$$

Pasut di Estuari :

Menurut U.S Geodette Survey didasarkan pada :

$$R = \frac{K_1 + O_1}{M_2}$$

$R \quad 0,25 =$ semi diurnal.

$0,25 \quad R \quad 2,0 =$ campuran.

$2,0 \quad R \quad =$ diurnal.

Banyak masalah dalam oseanografi ditentukan dengan jumlah air yang tersedia dalam bensin yang diberikan. Untuk contohnya dapat diambil mengenai masalah polusi. Ahli-ahli kimia pengetahuan yang berhubungan dengan masalah lingkungan harus memperkirakan bagaimana

memperkecil jumlah polutan yang diperoleh dari percampuran arus seperti volume air yang untuk percampuran. Rumus untuk menentukan volume dari bentuk basin secara tepat dengan sederhana tersendiri dari luas daerah yang diukur terhadap kedalaman.

IX. Perambatan Gelombang Suara di Laut

- ❖ Suara adalah bentuk dari energi mekanik yang terdiri dari tekanan yang berubah-ubah secara regular yang melalui suatu media.
- ❖ Kecepatan gelombang suara dalam air berkisar antara 1400 - 1550 m/dt, dengan nilai rata-ratanya sekitar 1500 m/dt.
- ❖ Kecepatan suara (c) di laut adalah fungsi dari salinitas, suhu, dan tekanan:

$$c = c(S, T, p) \quad (3)$$

Pertambahan S , T , dan p akan memperbesar kecepatan suara:

- Pertambahan kecepatan suara akibat setiap pertambahan suhu sebesar 1 °C adalah 4,5 m/dt.
 - Pertambahan kecepatan suara akibat setiap pertambahan salinitas sebesar 1 ‰ adalah 1,3 m/dt.
 - Pertambahan kecepatan suara akibat setiap pertambahan kedalaman sebesar 100 m adalah 1,7 m/dt.
-
- ❖ Jejak sinar gelombang suara di laut:
 - Arah penjalaran gelombang suara yang merambat di laut akan mengalami pembelokan/refraksi yang diakibatkan adanya perbedaan kecepatan suara secara vertikal.

- Refraksi gelombang tersebut akan mengikuti Hukum Snell: Arah dari sinar gelombang yang datang dari medium 1 ke 2, atau 2 ke 3, dst, di dalam media yang berlapis akan memenuhi:

$$\frac{\sin \theta_1}{c_1} = \frac{\sin \theta_2}{c_2} = \frac{\sin \theta_3}{c_3} = \dots = \frac{\sin \theta_n}{c_n} = \text{atau} \frac{\sin \theta_1}{c_1} = \frac{\sin \theta_n}{c_n} \quad (4)$$

dimana:

θ_n adalah sudut di antara sinar dan garis vertikal.

2 efek penting dari sifat penjararan gelombang suara bagi keperluan angkatan laut adalah:

1. Kanal Suara (Sound Channel):

Terdapat pada daerah dimana kecepatan suaranya minimum → merupakan media efektif untuk penjararan gelombang suara dalam jarak yang cukup besar (mis: sinyal tanda bahaya dapat ditransmisikan sampai dengan jarak ribuan kilometer) → disebut kanal SOFAR (Sound Fixing and Ranging)

2. Zona Bayangan:

Terdapat pada daerah dimana kecepatan suara mengalami disipasi energi paling besar sehingga sinar gelombang suara tidak dapat menembus daerah tersebut → merupakan tempat yang aman untuk

persembunyian kapal selam karena tidak terdeteksi oleh gelombang suara (SONAR → Sound Navigation and Ranging).

X. TSUNAMI

- Tsunami → termasuk gelombang panjang dan juga termasuk gelombang berjalan (progressive wave).
 - Terjadi akibat gempa di dasar laut (tektonik, gunung api, atau longsor yang terjadi di bawah laut)
- Kata *tsunami* berasal dari bahasa Jepang yang berarti suatu gelombang yang besar.
- Gelombang tsunami mempunyai panjang gelombang sampai ratusan km. Di laut lepas, tinggi gelombang tsunami ~ 1 m, tetapi bila mencapai pantai tingginya bisa mencapai belasan meter.
- Karena tinggi gelombang tsunami dapat mencapai belasan meter bila mencapai pantai, maka tsunami mempunyai potensi yang besar untuk merusak daerah pantai.
- Tsunami yang pernah terjadi di Indonesia:
 - Tsunami Biak
 - Tsunami Flores
 - Tsunami Banyuwangi
- Kecepatan rambat tsunami dapat ditentukan dari:

$$c = \sqrt{gd}$$

dimana:

c : kecepatan gelombang perairan dangkal atau gelombang panjang

XI. SEICHE

- *Seiche* termasuk gelombang panjang dan juga termasuk gelombang berdiri. Terbentuk akibat adanya superposisi gelombang datang dan gelombang yang dipantulkan.
- Seiche dapat terbentuk di estuari, teluk, di pelabuhan, dan danau.
- Seiche ditandai dari gerak naik turunnya muka air di suatu basin (tertutup atau semi tertutup).
- Basin semiterutup adalah suatu perairan dimana salah satu ujungnya berhubungan dengan laut.

Jika di perairan semi tertutup tersebut terjadi superposisi antara gelombang datang dan gelombang yang dipantulkan dapat terjadi gelombang berdiri (*seiche*).

- Fenomena seiche dimulai dari penelitian osilasi yang terjadi di Danau Geneva akibat pengaruh angin.
 - Angin yang bertiup di atas Danau Geneva akan mendorong air danau ke arah sisi danau sesuai dengan arah angin bertiup, sehingga terbentuk slope muka air dimana air yang lebih tinggi berada pada sisi danau yang dituju oleh angin.
 - Pada saat angin berhenti bertiup maka air akan bergerak ke arah sisi danau yang lain, sehingga terbentuk osilasi di danau tersebut
→ *seiche*

XII. EL NINO

- El Nino pada hakekatnya adalah fluktuasi klimatologi yang terjadi dalam perioda 2-7 tahun.
- Fenomena El Nino ini antara lain ditandai dengan kenaikan suhu muka air laut dari kondisi normalnya di lepas pantai Peru (Amerika Selatan).
- Kata El Nino diberikan oleh para nelayan Peru yang berarti *Christ-Child* (*anak tuhan*) terhadap fenomena naiknya suhu muka air laut dari keadaan normalnya ($\pm 5^{\circ}\text{C}$).
- Pada kondisi *normal* (bukan kejadian El Nino) lepas pantai Peru merupakan daerah upwelling yang subur (banyak terdapat ikan) dengan suhu permukaan laut yang rendah; pada waktu terjadi *El Nino* suhu permukaan laut di lepas pantai Peru naik menjadi $28 - 29^{\circ}\text{C}$ (terdapat aliran arus panas).

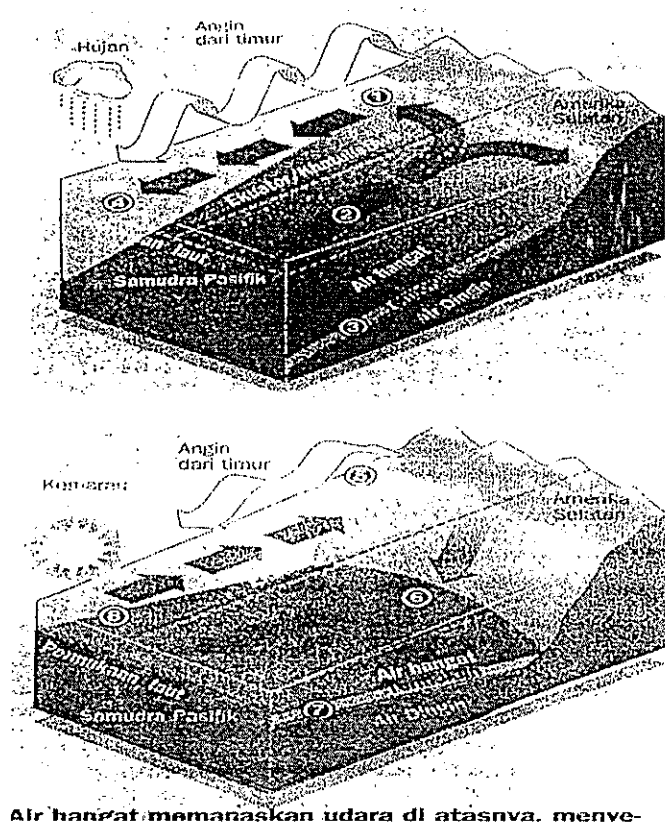


Bagaimana mekanisme mengalirnya air panas ke perairan lepas pantai Peru ini terjadi ?

- Pada kondisi *normal*:
 - Bertiup angin pasat yang kuat di Samudra Pasifik dari timur (Perairan Peru) ke barat (perairan Indonesia).
 - Angin pasat yang bertiup dari timur ke barat → mengakibatkan terbentuknya slope muka laut dengan muka air yang lebih tinggi di Pasifik bagian barat.

- Lapisan termoklin tertekan ke bawah di sebelah barat (letaknya lebih dalam dibandingkan di sebelah timur)
- Angin pasat yang kuat menarik permukaan air hangat menjauhi garis pantai Amerika Selatan (terjadi pergerakan kolom air hangat ke wilayah perairan Indonesia). Udara hangat → naik → terbentuk awan → banyak hujan terjadi di Indonesia.
- Angin pasat yang terjadi dipertahankan oleh sistem tekanan udara yang rendah di Indonesia dan tekanan tinggi di Pasifik bagian timur.
- Pada kondisi *El Nino*:
 - Dalam perioda 2-7 tahun, kekuatan angin pasat melemah (*alasan mengapa melemah masih belum diketahui*) → slope muka air yang lebih tinggi di bagian barat tidak dapat dipertahankan lagi, sehingga terjadi gerakan air dari Pasifik bagian barat menuju Pasifik bagian timur (perairan Peru).
 - Kolam air hangat bergeser ke arah timur, sehingga terjadi pergerakan arus hangat ke pantai Peru.
 - Tinggi permukaan air laut menurun di barat dan meningkat di timur, termoklin naik di barat dan makin tenggelam hingga beberapa ratus meter di timur.
 - Air hangat memanaskan udara di atasnya, menyebabkan terbentuknya awan hujan. Hujan jatuh di atas Pasifik tengah dan timur, sementara Indonesia dan Australia mengalami kekeringan. Pusat tekanan rendah bergerak ke Pasifik Tengah.
 - Contoh-contoh tahun kejadian *El Nino*: 1982-1983, 1997-1998

- Karena peristiwa *El Nino* berhubungan dengan pola naik turunnya tekanan atmosfer di Lautan Pasifik dan Lautan Hindia yang disebut osilasi selatan (*southern osilatori*), maka kedua proses alam ini sering digabungkan penyebutannya menjadi *ENSO (El Nino Southern Osilation)*.



Gambar 12.1 Kejadian El Nino

PUSTAKA

_____, 1989. Ocean Circulation, Pergamon Press. Open University, England.

_____, 1995. Sea Water : Its composition, Properties and Behaviour, Pergamon Press. Open University, England.

_____, 1989. Waves, Tides and Shallow-Water Processes, Pergamon Press. Open University, England.

Luyten, P.J et al., 1999. Coherens : A Coupled Hydrodynamical Ecological Model for Regional and Shelf Seas : User Documentation. MUMM Report. Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea.

Romimohtarto, K., 1990. Pengembangan Oseanografi untuk Permanfaatan Sumberdaya Hayati Laut Indonesia. Pidato Pengukuhan Guru Besar Madya Luar Biasa pada Fakultas Peternakan Universitas Diponegoro. 36p.

Sawyer C.N., dan McCarty, P.L., 1978. Chemistry for Environmental Engineering. Third Edition. McGraw-Hill Book Company. Tokyo. Hal: 255,262,266.

Supriharyono, M.S., 2000. Pelestarian dan Pengelolaan Sumber Daya Alam di Wilayah Pesisir Tropis. Penerbit PT Gramedia Pustaka Utama. Jakarta. Hal : 96 - 164.

Stewart, J. 2001. Physical Oceanography.

Triatmodjo B. 1998. Teknik Pantai. UGM Press

Watanabe, T.C. Kitajama and S. Fujita, 1983. Nutritional value of live organisms used in Japan for mass propagation of fish : a review. *Aquaculture*, 34 :115-143